

**Revista Cuaternario y Geomorfología**

ISSN: 0214-174

www.rediris.es/CuaternarioyGeomorfologia/**Los depósitos glaciares del valle del Aragón Subordán,
Pirineo Centro-occidental español.***Glacial deposits of the Aragón Subordán valley, Central-Western Spanish Pyrenees*García-Ruiz, J.M. ⁽¹⁾ y Martí-Bono, C. ⁽¹⁾

(1) Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Campus de Aula Dei, Apartado 202, 50080-Zaragoza, España.
humberto@ipe.csic.es

Resumen

Se estudia la extensión y evolución del glaciario del valle del Aragón Subordán (valle de Hecho) durante el Pleistoceno superior, en el Pirineo centro-occidental español. En el momento de máxima extensión de los hielos, el glaciar del Aragón Subordán alcanzó una longitud de 23 km, con el frente de fusión a 830 m s.n.m., una altitud similar o incluso inferior a la de otros valles próximos de gran importancia (Aragón y Gállego, por ejemplo). Sin embargo, aunque la altitud de las cumbres de cabecera es sensiblemente más baja, se vio compensada por la mayor innivación en el valle del Aragón Subordán, debido a su posición más occidental y abierta a los frentes atlánticos.

Existen numerosos depósitos morrénicos tanto en el frente glaciar (cubeta de Hecho) como en las laderas del valle y afluentes, así como varios depósitos de origen glaciolacustre. Morrenas laterales y frontales permiten distinguir varias fases de avance glaciar que coinciden con las identificadas en otros valles pirenaicos. Como en otros valles pirenaicos, se distinguen tres cordones morrénicos laterales en torno a la máxima expansión de los hielos, sobre todo en la confluencia con los valles de Agüerri y Acherito. En ese momento el glaciar del Aragón Subordán tenía un espesor de 400 metros antes de llegar a la cubeta terminal de Hecho, y los principales glaciares afluentes estaban conectados con el glaciar principal, especialmente durante el desarrollo de las dos primeras morrenas laterales. En una segunda fase (relacionada muy probablemente con el reavance de hace unos 20.000 años, coincidiendo con el LGM global) la mayor parte de los afluentes estaban ya desconectados y eso explica la reducción en longitud y espesor del glaciar principal. El frente glaciar llegaría hasta la Selva de Oza. Posteriormente, otros reavances menores están bien registrados en el interior de los valles afluentes, identificándose varias morrenas frontales en el valle de Acherito. La ausencia de dataciones locales obliga a establecer comparaciones con otros valles pirenaicos.



Palabras clave: Glaciarismo pleistoceno, Fases glaciares, Cubeta terminal, Depósitos glaciolacustres, Aragón Subordán, Pirineos.

Abstract

The Upper Pleistocene glacier of the Aragón Subordán Valley, Central-western Spanish Pyrenees, is studied. At the moment of the maximum extent of the ice the Aragón Subordán glacier was 23 km in length, with the melting area at 820 m a.s.l., a height similar or even lower than that of other neighbouring valleys (for instance, Aragón and Gállego valleys). Nevertheless, though the height of the peaks at the headwater is remarkably lower, it was compensated by more abundant snowfalls in the Aragón Subordán Valley, due to its western position, open to the Atlantic fronts.

There are many morainic deposits in the ablation area and in the lateral valley walls, as well as several glacio-lacustrine deposits. Lateral and terminal moraines are the basis to distinguish several stages of glacial advance, coinciding with those identified in other Pyrenean valleys. As in other Pyrenean valleys, three lateral morainic ridges can be distinguished around the moment of the maximum ice extent, above all in the confluence with the Agüerri and Acherito valleys. By that moment, the Aragón Subordán glacier was 400 m thick before it arrived to the Hecho terminal basin, and the main tributary glaciers were connected to the main glacier, particularly during the development of the first two lateral moraines. In a second stage (probably related to the re-advance of 20.000 yr B.P., coinciding with the global LGM) most of the tributaries were already disconnected, thus explaining the reduction in length and thickness of the main glacier. Then, the front of the glacier would reach the Oza Forest. Later, other minor re-advances have been recognized within the tributary valleys, with several frontal moraines in the Acherito Valley. The absence of local dates of the glacial stages obligates to establish comparisons with other Pyrenean valleys.

Keywords: Pleistocene glaciers, Glacial stages, End glacial basin, Glacio-lacustrine deposits, Aragón Subordán basin, Pyrenees.

1. Introducción

El glaciarismo pirenaico cuenta con numerosos estudios que unas veces intentan proporcionar una perspectiva global de formas, depósitos y etapas (García-Ruiz y Martí-Bono, 1994; Serrano y Martínez de Pisón, 1994; Martí-Bono, 1996; Peña-Monné et al., 1998; Chueca et al., 1998; García-Ruiz et al., 2003; Pallàs et al., 2006) y otras se han centrado en el análisis de los valles más accesibles o con mejores depósitos terminales, indicadores de la máxima extensión alcanzada por el hielo. Ése es el caso de los valles del Aragón (Llopis Lladó, 1947; Martí-Bono, 1973, 1978), Gállego

(Fontboté, 1948; Barrère, 1966; Martínez de Pisón y Serrano, 1998; Serrano, 1998; Serrano-Cañadas y Cuchí-Oterino, 2005; González-Sampériz et al., 2006), Ésera (Martínez de Pisón, 1989; García-Ruiz et al., 1992; Bordonau, 1992) o Noguera Ribagorzana (Vilaplana, 1983). Sin embargo, otros valles han recibido muy poca atención, como el valle del Aragón Subordán (o valle de Hecho), en la extensa cuenca superior del río Aragón (Fig. 1). Ese valle cuenta con numerosos ejemplos de depósitos glaciares correspondientes a diferentes estadios, a pesar de lo cual no existen estudios completos y profundos del mismo. Pueden citarse las referencias de

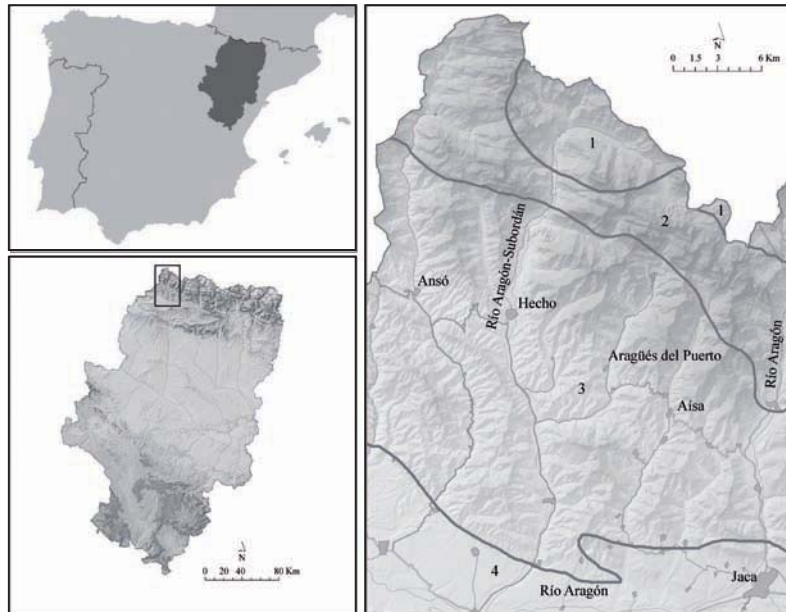


Figura 1. Localización del área de estudio y unidades morfoestructurales de la cuenca del Aragón Subordán. 1: Pirineo Axial. 2: Sierras Interiores. 3: Sector del flysch. 4: Depresión Interior.

Figure 1. Location of the study area and morphostructural units of the Aragón Subordán basin. 1: Axial Pyrenees. 2: Inner Sierras. 3: Flysch Sector. 4: Inner Depression.

Nussbaum (1949) y de Martí-Bono (1977), que aluden a algunos rasgos muy generales. Solé Sabarís (1941) ya da noticia del glaciar del Aragón Subordán, indicando una morrena que considera terminal, pero que está situada aguas arriba del que se puede dar como verdadero final del glaciar. También Barrère (1963) cita el glaciar del Aragón Subordán en una publicación de carácter general. Sin embargo, a pesar de esta aparente marginación y a pesar también de la modesta altitud de las cumbres de cabecera, el glaciario del valle del Aragón Subordán es uno de los más importantes y mejor desarrollados del Pirineo aragonés occidental, comparable al de los valles del Aragón y del Gállego.

Este trabajo tiene como principales objetivos (i) describir los principales rasgos del glaciario (formas y depósitos) en el valle del Aragón Subordán, (ii) establecer una secuencia de fases de avance del gla-

ciar principal y sus tributarios más importantes, y (iii) relacionar las diferentes fases con las establecidas para otros valles pirenaicos, ante la ausencia de dataciones directas en el valle del Aragón Subordán.

2. El área de estudio

La cabecera del valle del Aragón Subordán se halla perfilada por divisorias de altitud muy moderada en comparación con las cimas del Pirineo Central. La cumbre más elevada, el Bisaurín, alcanza los 2670 m s.n.m. y queda en una posición marginal en el conjunto del valle. Muy próximo al Bisaurín, el pico de Secús apenas supera los 2500 m, pero ya todas las demás cimas quedan por debajo de ese umbral. Así, el extremo noroccidental del valle apenas rebasa los 2200 m (Sobarcal, 2249 m) o queda por debajo (Chipeita, 2189 m), aunque con un relieve muy escarpado. Más al este la divisoria entre Francia y España culmina en el Pic d'Aillary

(2215 m), mientras que la parte más alta del valle se rodea de altitudes próximas a 2200-2300 m (Acheri, 2294 m) y en torno a 2300-2400 m en la Sierra de Bernera (2430 m). Además, el Castillo de Acher llega a 2390 m y Peña Forca a 2391 m.

Desde la cabecera hasta su frente más externo de fusión, el glaciar del Aragón Subordán pasaba por tres de las principales unidades morfoestructurales del Pirineo Central: la Zona Axial, las Sierras Interiores y el sector del flysch (Fig. 1). En la Zona Axial aparecen sedimentos paleozoicos (Devónico, Carbonífero, Pérmico) intensamente plegados y fracturados que ocupan la parte septentrional de la cabecera, en la divisoria con Francia. Predomina la alternancia de areniscas cuarcíferas y pizarras (facies Culm), que producen relieves agrestes aunque con pocos contrastes. Hacia el noroeste, en el valle de Acherito y Puerto de Palo, hay pequeños afloramientos de calizas y pizarras devónico-carboníferas. Destaca la presencia de dos olistolitos que atraviesan la artesa glaciar de cabecera formando una alineación que ha resistido bien a la erosión. También en la parte alta hay un dique andesítico que da lugar al umbral glaciar de Aguas Tuertas. Los materiales pérmicos (que en la literatura geológica antigua suelen atribuirse al Permo-trías) ocupan una superficie más extensa y tienen una gran importancia geomorfológica, no sólo por las formas de relieve a que dan lugar, sino porque su presencia o ausencia en los depósitos morrénicos ayudan a interpretar la procedencia del hielo. El Pérmico ocupa gran parte de la cabecera y de la Selva de Oza, con arcillas, areniscas y conglomerados de color vináceo característico.

Las Sierras Interiores aparecen como una alineación estrecha y alargada, formada por una cobertera cretácico-eocena en la

Tabla 1. Retención nival en diferentes cuencas pirenaicas (hm³/km² por encima de 2000 m s.n.m.)
Table 1. Snow retention in the different Pyrenean basins (hm³/km² above 2000 m a.s.l.).

Cuenca	Estación	Vol. retenido
Aragón Subordán	Javierregay	0.86
Aragón	Jaca	0.56
Gállego	Búbal	0.71
Ara	Torla	0.62
Cinca	El Grado	0.32
Ésera	Villanova	0.27 (*)
Noguera Ribag.	Pont de Suert	0.29

(Fuente: García Ruiz et al., 1986)

(*) En el caso de la cuenca del río Ésera la cifra está condicionada por la pérdida de caudal a través del Forao de Aigualluts.

que predominan las calizas y las areniscas, con algunos afloramientos de calizas margosas (Soler y Puigdefábregas, 1972). Estructuralmente corresponde a un flanco anticlinal tumbado hacia el sur, sobre el que se superponen hasta seis escamas de cabalgamiento, como puede apreciarse en las cabeceras de los valles de Osia y Estarrún (Teixell et al., 1994), aumentando en estos casos el espesor de los materiales que forman las Sierras Interiores. El Castillo de Acher es un sinclinal colgado que ha quedado aislado por la erosión sobre materiales pérmicos. El relieve de las Sierras Interiores se caracteriza por el predominio de escarpes verticales, fuertes contrastes topográficos, la intensa karstificación y la presencia de extensos taludes de derrumbios acumulados al pie de los escarpes.

El sector del flysch está compuesto por una alternancia de areniscas y margas, en capas de orden decimétrico, con estructuras sedimentarias características e intensamente plegadas. Se trata de una unidad mucho más homogénea que las anteriores, con cumbres alomadas a altitudes similares y laderas regularizadas. Los grandes escarpes están ausentes. Únicamente destacan en el relieve de este sector algunas mega-

capas calcáreas en la zona de Cuellos de Lenito, así como entre Siresa y Hecho.

Para entender la notable extensión del glaciario pleistoceno en el valle del Aragón Subordán hay que hacer referencia no tanto a la altitud de su cabecera como a la circulación de frentes en el Pirineo. La mayor parte de las lluvias son de carácter frontal y proceden del Atlántico, de manera que los valles pirenaicos más occidentales son los que reciben más de lleno el paso de los frentes cargados de precipitaciones. Hacia el este la humedad se va agotando a medida que se superan diferentes barreras orográficas, de manera que, para una misma altitud, la precipitación caída en la cabecera del Aragón Subordán es sensiblemente mayor que la caída en, por ejemplo, la cabecera del Cinca. Esto es más evidente durante la estación fría, cuando el paso de frentes es más frecuente. En un estudio sobre la influencia hidrológica de la nieve en el Pirineo Central español, García-Ruiz et al. (1986) demostraron que la nieve retenida por encima de 2000 m s.n.m. y por kilómetro cuadrado era mucho mayor en la cuenca del Aragón Subordán que en cualquier otro valle pirenaico (Tabla 1). Dentro del valle del Aragón Subordán también se manifiestan diferencias en cuanto a la distribución espacial de las precipitaciones, de forma que éstas son sensiblemente más elevadas en el sector de cabecera y particularmente en la vertiente septentrional de las Sierras Interiores, debido al efecto pantalla sobre los frentes, reduciéndose en la vertiente meridional y más aún en el sector del *flysch*.

3. Material y métodos

Este artículo responde a una metodología ya clásica dentro de los estudios sobre glaciario cuaternario. Se ha realizado un trabajo de campo exhaustivo,

con reconocimiento de los *tills* glaciares y otros depósitos asociados (fluviales y fluvio-torrenciales) en la cubeta terminal de Hecho, en las laderas del valle y en los barrancos afluentes, especialmente en los de Acherito y el Barcal. Igualmente se han reconocido los depósitos glaciolacustres y, donde ha sido posible, se proporcionan algunos rasgos acerca de su composición y estratigrafía. A partir del trabajo de campo y con el apoyo de fotografías aéreas se elaboró el mapa geomorfológico a escala 1:50.000.

En Siresa se tomó una muestra del travertino adosado al pie de la morrena lateral para su datación con U-Th. No se dispone de otras dataciones en los depósitos morrénicos, pues éstos suelen carecer de polen u otros restos orgánicos (González Sampériz, 2004), así como de concreciones carbonatadas datables. Sin embargo, la mayor parte de los depósitos identificados puede relacionarse con otros similares en los valles del Aragón y Gállego, donde sí existen dataciones.

4. Circos y valles glaciares en el Aragón Subordán

En la mayor parte de su recorrido, el valle del Aragón Subordán sigue un trazado norte-sur, pero en su cabecera, aguas arriba de las Sierras Interiores, sigue un curso ESE-WNW y en algún tramo SW-NE. Los circos de los que surgía la masa de hielo ocupan el Rincón de la Fontaza, en la cara norte de las Sierras Interiores, lo que asegura una buena alimentación en nieve y una limitada insolación, formando una masa no individualizada de hielo o domo que ocuparía la amplia zona de cabecera. Los circos aparecen bien definidos con las características paredes verticales, amplias dimensiones y fondo suave (aunque escombrado de bloques) que caracterizan



Figura 2. El valle del río Aragón Subordán en cabecera (Aguas Tuertas). La imagen refleja la superficie llana de relleno de un antiguo lago de sobreexcavación glaciar. En la izquierda de la imagen el hielo se dirigía hacia la difluencia de Escalé.

Figure 2. The headwater of the Aragón Subordán valley (Aguas Tuertas). The picture shows the flat surface corresponding to the infilling of an old, over-excavated glacial lake. On the left margin of the picture, the ice flowed toward the diffluence of Escalé.

en el Pirineo a los circos en calizas (García-Ruiz et al., 2000). Desde allí se dirige hacia el noreste durante algo más de dos kilómetros, hasta que al llegar a la zona de Aguas Tuertas cambia bruscamente de rumbo y se dirige al noroeste, dejando al este un conjunto de relieves suaves que llevan hacia el Ibón de Estanés y a la difluencia glaciar del Puerto de Escalé, por donde parte de la masa de hielo de cabecera fluía hacia la vertiente francesa (glaciar del valle de Aspe). En este sector de cabecera el glaciar del Aragón Subordán se instalaba claramente en el Permotrias, unas veces sobre conglomerados alternando con areniscas (Serie de Baralet) y otras veces, como sucede en Aguas Tuertas, sobre areniscas alternando con arcillas (Serie de Marcantón). En este último caso la menor resistencia litológica propicia la expansión lateral del valle y la sobreexcavación, de la que queda el rellano de Aguas Tuertas, que corresponde a un

antiguo lago colmatado de sedimentos en etapas posteriores al máximo glaciar y quizás también durante el Holoceno (Fig. 2). La cubeta sobreexcavada y rellena finaliza en un umbral andesítico con una fuerte ruptura de pendiente hacia aguas abajo, donde se inicia la artesa glaciar excavada en pizarras y grauvacas del Carbonífero (facies Culm), siguiendo dirección hacia el WNW. En este sector, donde el valle recibe el nombre de Guarrinza, la lengua de hielo recogería las masas de hielo procedentes de la divisoria con Francia, seguramente de escasa entidad, como lo sugiere no sólo la moderada altitud sino también la elevada insolación y la pobre definición de los circos. Por el sur se le incorporarían los glaciares procedentes del Castillo de Acher (valles de Campanil y del Barcal), asentados fundamentalmente sobre areniscas y arcillas pérmicas, con afloramientos de conglomerados pertenecientes al mismo periodo. En este tramo forma una



Figura 3. Artesa glaciar de Guarrinza.
Figure 3. Glacial U-shaped valley of Guarrinza.

magnífica artesa glaciar (Fig. 3). Al final de Guarrinza, donde recibe el nombre de La Mina, el valle gira ya definitivamente hacia el sur.

Es en este giro hacia el sur donde se le incorpora el valle de Acherito, el que debió de ser su más importante afluente glaciar. El valle de Acherito drena un sector de calizas del Paleozoico (por la margen izquierda) y del Mesozoico-Cenozoico (por la margen derecha). Todas sus cumbres aparecen festoneadas por un complejo de circos muy bien configurados, a pesar del predominio de los rasgos estructurales relacionados con potentes afloramientos calizos, con importantes emisiones de hielo desde Chipeta, Quimboa Alto, el Collado de Ansotiello, la Gorreta de los Gabachos, el Pico de Sobarcal, el circo de Acherito y las Foyas. Este último circo era además el arranque de un destacado afluente por la izquierda, que se incorporaba al glaciar de Acherito poco antes de llegar al valle principal.

Una vez adoptada la definitiva dirección hacia el sur, el valle del Aragón Subordán vuelve a atravesar conglomerados, arcillas y areniscas del Pérmico (Selva de Oza), dando lugar a una nueva ampliación del valle. Inmediatamente después atraviesa las Sierras Interiores, formando una artesa en calizas por debajo de la cual se ha formado una estrecha garganta (la Boca del Infierno) cuyo origen es probablemente la suma de un encajamiento subglaciar (por la presencia de pulimento en la parte alta de la garganta) y postglaciar. En el contacto entre las Sierras Interiores y el sector del flysch la diferencia de resistencia a la erosión propicia también la existencia de un umbral con fuerte salto. En el sector del flysch la artesa se amplía para entrar en la cubeta terminal de Siresa-Hecho. Es entonces cuando se le incorporaban los hielos procedentes de la vertiente meridional de las Sierras Interiores: por la derecha desde la vertiente meridional de Peña Forca (valle de Lenito), y por la izquierda el glaciar del valle de Agüerri, alimentado por

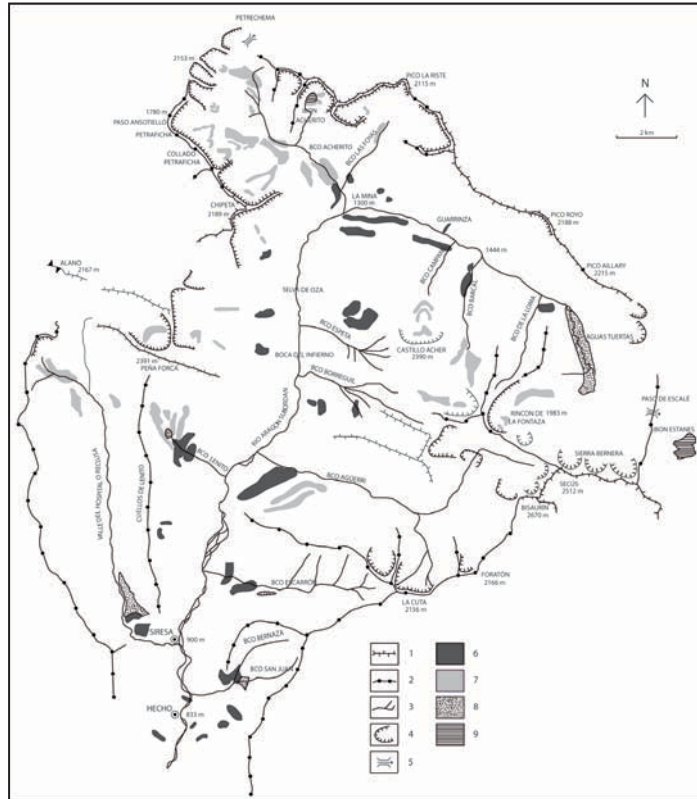


Figura 4. Esquema geomorfológico del valle del Aragón Subordán, con especial énfasis en depósitos de origen glaciar. 1: Divisorias agudas. 2: Divisorias redondeadas. 3: Red fluvial. 4: Circos principales. 5: Collados de difluencia. 6: Depósitos morrénicos del valle principal. 7: Depósitos morrénicos de los valles afluentes. 8: Rellenos glaciolacustres. 9: Lagos (ibones) de sobreexcavación glaciar.

Figure 4. Geomorphological map of the Aragón Subordán Valley, with particular emphasis on glacial-origin deposits. 1: Abrupt divides. 2: Smoothed divides. 3: Fluvial network. 4: Main cirques. 5: Diffuence mountain passes. 6: Morainic deposits of the main valley. 7: Morainic deposits of the tributary valleys. 8: Glaciolacustrine deposits. 9: Over-excavated glacial lakes.

la vertiente sur de Peña Agüerri, la Fontaza y Foratón, incluyendo la vertiente occidental y noroccidental del Bisaurín. El valle de Agüerri era otro de sus más importantes afluentes y el último en incorporársele plenamente. Más hacia el sur, ninguna masa de hielo lateral llegó a conectar con la del valle principal, ni siquiera la del barranco Hospital (o la Reclusa), procedente de la Sierra de Alano y de la ladera norte de Peña Forca, en plenas Sierras Interiores. Sin duda, en la vertiente izquierda, la Cuta también emitió una pequeña lengua (barranco de Escarrón), pero quedó suspendida muy por encima del glaciar del Aragón Subordán.

Es evidente que el valle del Aragón Subordán cuenta con una gran variedad litológica que se pone de manifiesto en la composición de los depósitos morrénicos. Los depósitos procedentes de cabecera contienen abundantes cantos de areniscas y conglomerados del Pérmico. Sin embargo, a partir de las Sierras Interiores la presencia o no de cantos pérmicos indica claramente la procedencia de las masas de hielo: en caso afirmativo el origen está en la cabecera del valle; en caso negativo, se trata de un depósito con origen en las Sierras Interiores, con materiales cretácicos o eocenos (calizas grises o blancas y areniscas).

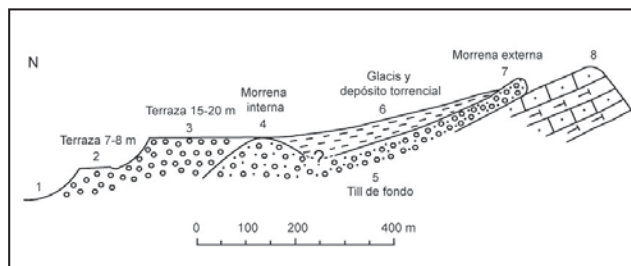


Figura 5. Secuencia sedimentaria longitudinal en el frente terminal del glaciar del valle de Hecho, aguas abajo de esta localidad. 1: Cauce actual del río Aragón Subordán. 2: Terraza fluvial (7-8 m). 3: Terraza fluvioglacial (15-20 m). 4: Morrena interna. 5: Till de fondo. 6: Glacis y depósito torrencial. 7: Morrena frontal. 8: Colina de flysch.

Figure 5. Longitudinal sedimentary sequence in the frontal sector of the Hecho glacial valley, downstream of this locality. 1: Actual course of the Aragón Subordán river. 2: Fluvial terrace (7-8 m). 3: Fluvioglacial terrace (15-20 m). 4: Inner moraine. 5: Till in the valley bottom. 6: Pediment and torrential deposit. 7: End moraine. 8: Flysch hill.

5. La cubeta terminal de Hecho

La figura 4 refleja la localización de los principales depósitos de origen glaciar en el valle principal y en los afluentes, así como los rellenos glaciolacustres en la cuenca del río Aragón Subordán. Este mapa es la base sobre la que se apoya la descripción de los diferentes depósitos.

Tras dejar atrás el estrecho paso por las Sierras Interiores, el glaciar del Aragón Subordán entraba en el Sector del Flysch, donde desarrolló una amplia cubeta terminal. Los depósitos más externos se localizan unos 800 m aguas abajo de la localidad de Hecho, adosados a una colina transversal modelada en areniscas del flysch y orientada de nordeste a suroeste. Superada la colina, más hacia el sur del collado de San Lorenz no se han encontrado nuevos restos, ni siquiera bloques sueltos. Puede afirmarse, por lo tanto, que en el momento de máxima expansión del glaciar el Aragón Subordán llegó hasta esta colina, situada a 830 m s.n.m. Es seguro que Nussbaum (1949) se refiere a esta misma acumulación, que se prolonga con otros restos en la margen derecha, cuando alude a la morrena terminal más externa: *“La moraine terminale, indiquant sa*

plus grande extension, se trouve immédiatement en aval du grande village ou bourg de Hecho, à 830 m d’altitude...elle est adossée au promontoire rocheux qui descend du Col de Teride, à l’ouest de la vallée” (p. 501). En realidad, la zona terminal aparece muy dispersa en un amplio frente debido a que el hielo, al adaptarse a la forma de la cubeta, tendría forma de lóbulo de ca. 1.5 km de anchura.

Desde la morrena frontal hacia el norte existe una rampa de pendiente suave (<5%) a modo de glacis que enlaza con la superficie casi horizontal de la terraza de 15-20 m del río Aragón Subordán. La incisión de un pequeño barranco en ese glacis permite distinguir longitudinalmente varias unidades (Fig. 5):

- i) Una acumulación torrencial con plaquetas finas y angulosas de areniscas del flysch, dispuestas horizontalmente, con estructura *matrix supported* y coloración parda. En superficie está modelado en glacis. Aparece con el número (6) en la Fig. 5.
- ii) Un depósito morrénico de color gris azulado, con predominio de material fino acompañado de gravilla fina (<5 mm), con



Figura 6. Corte de un pequeño resto de *till* en la zona terminal de la cubeta glaciar de Hecho. Los cantos son de reducido tamaño (en general, inferiores a 12 cm de eje a) con un notable rodamiento que sugiere un transporte fluvial anterior.

Figure 6. Section of a small rest of till in the frontal end of the Hecho Valley glacier. The clasts are of small size (in general, lower than 12 cm in the a axis), with a remarkable roundness suggesting a previous fluvial transport.

bloques y cantos subredondeados o algunos claramente rodados, con evidencias de haber sido tomados, en fase de progradación, de un depósito fluvial. Es muy probable que se trate de un *till* de fondo (5) en el que se identifican deformaciones a modo de pequeños depósitos frontales (4) como sugiere la Fig. 6. El corte no permite ver la conexión entre el *till* de fondo (5) y la morrena más externa (7).

iii) Una terraza fluvioglacial (3) con un marcado cambio de base a techo: en la parte inferior aparece un depósito fluvial con cantos gruesos, poca matriz fina y frecuentes imbricaciones de cantos, mientras que hacia la parte superior del depósito se trata de una acumulación menos organizada y con abundante matriz fina de origen

morrénico, reflejando un acercamiento del frente glaciar, tal como se comprobó en el valle del Aragón en el frente morrénico de Castiello de Jaca (Martí-Bono, 1973).

La interpretación de este corte longitudinal es compleja, en la medida en que los depósitos son sólo parcialmente visibles y no siempre están claras las conexiones de unos con otros. Lo que puede deducirse de la Fig. 5, a falta de otros indicios, es que hay una morrena más externa, adosada a la colina del flysch y hay otros depósitos morrénicos más internos de escasa entidad, aunque claramente visibles. Estos depósitos más internos retoman cantos rodados de origen fluvial, lo que indica que tras la formación de la morrena más externa

hubo un retroceso del frente glaciar, desarrollo de un depósito fluvial aguas abajo de ese frente, y un nuevo reavance que deja los depósitos morrénicos internos con cantos fluviales. Posteriormente hay aportes de clastos angulosos, correspondientes muy probablemente a un periodo todavía frío, que enlazan a modo de glacis con la terraza fluvioglaciar de 15-20 m. La continuidad entre glacis y terraza es muy clara topográficamente, quizás enrasando a los posibles depósitos morrénicos internos. ¿Son el glacis y la terraza muy posteriores a los depósitos morrénicos? No se disponen de suficientes evidencias en uno u otro sentido. Lo que es evidente es que la terraza se construyó en fase de progradación, es decir, durante otro reavance glaciar y con el frente muy cerca, como sugiere el tamaño de los cantos en la parte superior de la terraza. De ahí puede deducirse provisionalmente que la terraza de 15-20 m y los depósitos morrénicos más externos de la cubeta de Hecho forman parte de los avances, retrocesos y reavances correspondientes al máximo glaciar, con pequeñas diferencias (incluso de algunos miles de años) entre unos eventos y otros. Esto no debe parecer extraño: fenómenos parecidos han sido descritos en los frentes glaciares de los valles del Aragón (Martí-Bono, 1973, 1996) y del Gállego (Martí-Bono, 1996; Peña et al., 2004; Lewis et al., 2009). Todavía hay un nuevo depósito de origen glaciar junto al pueblo de Hecho, a ambos lados de una barra subvertical de caliza intercalada en el flysch, que atraviesa el fondo del valle en sentido noroeste-sureste, formando un umbral con pulimento y estrías de origen inequívocamente glaciar. En la vertiente de aguas arriba se trata de un *till* subglaciar de acreción, en posición *stoss-side*, de poco espesor, con fuerte compactación y numerosos cantos estríados. En la vertiente de aguas abajo el *till* es de tipo *lee-side*, formado en el hueco

entre el hielo y la roca y depositado fundamentalmente por corrientes de tipo fluvial (torrente subglaciar), como lo sugiere (i) el menor tamaño medio de los sedimentos, (ii) su marcado rodamiento, y (iii) la menor proporción de matriz fina. Tal depósito no parece tener ninguna significación geomorfológica o geocronológica: se formaría durante el máximo glaciar o alguna fase de retroceso inmediata, favorecido por el obstáculo que representa la capa dura.

Desde esta zona terminal hacia aguas arriba son frecuentes los depósitos morrénicos laterales que flanquean a media altura la artesa glaciar del Aragón Subordán. Estos depósitos no muestran una perfecta continuidad, pero su presencia en manchas más o menos importantes, coincidiendo sobre todo con la confluencia de barrancos afluentes, permite reconstruir bien la potencia del hielo y su progresivo adelgazamiento hacia la zona más externa. Por la margen derecha de la cubeta terminal hay dos sectores importantes. Uno corresponde a la intersección con el barranco Hospital o La Reclusa, a la altura de Siresa, y otro en los Llanos de Lenito (confluencia con el barranco de Lenito). En Siresa se conserva un magnífico resto de morrena lateral, situado a 1070 m y elevado unos 230 m sobre el fondo del valle. Esta morrena forma una cuerda topográfica bien destacada, que ha sido cortada por la erosión postglaciar del barranco Hospital, llegando la incisión a profundizar en el flysch. La potencia de la morrena represó el barranco Hospital en el momento del máximo y formó un lago de notables dimensiones, rellenado posteriormente con depósitos glaciolacustres y torrenciales. Por debajo de esta cuerda principal se deduce la presencia de dos banquetas morrénicas con peor definición topográfica y de dudosa significación geocronológica y geomorfológica, si bien



Figura 7. La gran acumulación morrénica lateral en la confluencia entre el valle del Aragón Subordán y el valle de Agüerri.

Figure 7. The big lateral morainic accumulation in the confluence between the Aragón Subordán Valley and the Agüerri Valley.

podrían identificarse con otros restos en la margen izquierda de esta cubeta terminal, apuntados más adelante.

En los Llanos de Lenito existe una banqueta lateral del valle principal compuesta fundamentalmente por materiales cretácicos y eocenos, procedentes de la zona de Peña Forca. Sobre la banqueta se asientan dos morrenas frontolaterales de gran envergadura cuyo origen está en una masa de hielo procedente de la cara sur de Peña Forca y Cuellos de Lenito, sin que se haya desarrollado un auténtico circo. Entre la morrena lateral del valle principal y estas frontolaterales se localizó un pequeño lago de obturación relleno por arcillas glaciolacustres. En este punto la morrena lateral del Aragón Subordán culmina a 1345 m, es decir, unos 470 m sobre el fondo del valle. Contiene numerosos bloques pérmicos en su parte baja, procedentes de la cabecera. Es probable

que el glaciar de Lenito llegase a conectar por poco con el glaciar principal.

En la margen izquierda de la cubeta hay también excelentes restos de morrena lateral. Así, se ha constatado su presencia, de sur a norte, en el barranco de San Juan, en el barranco de Bernaza, donde forma una obturación glaciolacustre, en el barranco de Escarrón y especialmente en el barranco de Agüerri, aumentando rápidamente el desnivel de la morrena respecto al fondo del valle a medida que se asciende hacia aguas arriba.

En esta margen izquierda la acumulación de mayor envergadura está en la confluencia entre el valle glaciar del Aragón Subordán y el barranco de Agüerri. Se trata de un depósito de grandes proporciones que en plano ocupa unos 2 km² y su cuerda más elevada tiene un desnivel de 470 m sobre



Figura 8. Acumulación morrénica de la confluencia con el valle de Agüerri. El corte, provocado por movimientos en masa y erosión, permite distinguir la presencia de varios cordones paralelos.

Figure 8. Morainic accumulation in the confluence with the Agüerri Valley. The section, caused by landslides and erosion, allows us to distinguish the presence of several parallel ridges.

el fondo de la artesa glaciar (Fig. 7), coincidiendo con la altura relativa de la morrena lateral de los Llanos de Lenito. En esta acumulación se distinguen tres cordones morrénicos (Fig. 8): el más alto y externo culmina a 1370 m; el intermedio, a 1325 m, y el inferior a 1200 m. Los dos primeros proceden claramente de la cara sur de las Sierras Interiores por el valle de Agüerri, dado que sólo contienen cantos y bloques cretácicos y del flysch. Pueden interpretarse como morrenas laterales izquierdas del valle de Agüerri que, al confluir con el glaciar del Aragón Subordán, pasan a ser morrenas laterales de este último. En cambio, la tercera morrena contiene cantos del Pérmico y por lo tanto fue construida por el glaciar principal, reflejando que en ese momento el glaciar de Agüerri no enlazaba ya con el del Aragón Subordán. Probablemente la morrena lateral de los Llanos de Lenito tuvo una evolución similar, como sugiere la

presencia de cantos del Pérmico en la parte baja y más interna del depósito.

Lo cierto es que el valle glaciar de Agüerri tuvo una gran importancia, contribuyendo a explicar la baja altitud que alcanza el frente glaciar del Aragón Subordán. Esa importancia viene reforzada por el hecho de que el glaciar de Agüerri era el único que llegaba hasta el valle principal en todo el tramo del flysch.

6. Depósitos morrénicos de cabecera

Hay también depósitos laterales en el sector en que el glaciar atravesaba las Sierras Interiores y en la gran cubeta de Oza, tanto al pie del Castillo de Acher (margen izquierda) como en un rellano alto al pie de Chipeta (margen derecha), a más de 500 m por encima del fondo del valle. Desde este sector hacia aguas arriba del valle los depósitos más interesantes se localizan en la confluen-

cia con el valle de Acherito y en los cordones casi continuos que tapizan la ladera izquierda en la artesa de Guarrinza.

En la confluencia con Acherito, que es el tributario más importante del sector de cabecera, hay un potente y complejo depósito morrénico. Desde el fondo del valle, localizado a 1220 m s.n.m. se asciende a una primera banqueta bien definida topográficamente por un rellano a 1320-1330 m, es decir, con sólo unos 100-110 m de desnivel, que penetra hacia el interior del valle de Acherito. Este depósito procede del valle principal, pues en él no hay calizas cretácicas procedentes de la cabecera de Acherito, y sí muchas areniscas paleozoicas. Tampoco contiene cantos del Pérmico, lo que está en consonancia con la ausencia de estos afloramientos en la margen derecha del Subordán. Es claramente un *till* subglaciar, dada su gran compactación y la gran abundancia de finos de color gris azulado. A 1485 m se localiza un segundo nivel, formado localmente por dos pequeñas cuerdas paralelas que culminan a 1525 m. En esta morrena se encuentran bloques de calizas cretácicas procedentes del valle de Acherito, lo que confirma que se trata de una morrena lateral de este valle, correspondiente al máximo o su entorno temporal. No obstante, a 1550 m todavía pueden encontrarse pequeñas banquetas con cantos del Permotrías y areniscas y calizas cretácicas, reflejando la existencia de tres pulsaciones en torno a la máxima extensión de los hielos.

Como sucedía en los Llanos de Lenito y en la confluencia con el valle de Agüerri, en la unión con el valle de Acherito las morrenas laterales más elevadas corresponden al valle afluente, pues el hielo procedente de Acherito haría que la morrena lateral del Aragón Subordán pasase a ser un cordón central, siendo sustituida aguas abajo del punto de confluencia por la morrena lateral derecha

del tributario. En cambio, cuando se depositó la banqueta inferior, en un estadio tardío en el que el glaciar habría disminuido mucho en espesor y longitud, no había ya conexión entre el glaciar de Acherito y el del Aragón Subordán, siendo este último el responsable de la formación de dicho depósito. Dada la escasa potencia del hielo en ese momento, lo más probable es que el frente de ablación glaciar estuviera muy próximo y que no tuviera ni siquiera que ver con la formación de las morrenas bajas de Agüerri y de los Llanos de Lenito. Parece más que probable que la terminación de este glaciar debería estar en la cubeta de Oza, en cuyo fondo existen depósitos morrénicos ya citados por Nussbaum (1949) y Martí-Bono (1977).

En el tramo del Aragón Subordán conocido como Guarrinza el valle forma una magnífica artesa glaciar con importantes restos morrénicos. Los de la margen derecha, situados unos 400 m por encima del fondo de la artesa, aparecen de forma muy dispersa y en afloramientos reducidos, ocupando pequeñas concavidades. En la margen izquierda la continuidad es mucho mayor y los depósitos son más voluminosos, formando un cordón morrénico continuo, que topográficamente se marca por un rellano. Este cordón se localiza a 1445 m en la confluencia con el barranco de Campanil, que desciende de la cara norte del Castillo de Acher. Corresponde a una fase de contracción, pues está situada sólo unos 150 m por encima del fondo del valle. Por otro lado, esta banqueta inferior se formó en un momento en ya se habían desconectado el glaciar principal y el procedente de la cara norte del Castillo de Acher, pues no está afectada por el paso del hielo glaciar afluente sino sólo cortada por el torrente. Se trata con toda probabilidad del mismo nivel inferior descrito en la confluencia con el valle de Acherito. Un esquema similar es el que aparece en la confluencia entre el valle principal y el ba-

rranco del Barcal, donde se conserva bien una banqueta que coincide con la señalada anteriormente.

Por último, también se ha identificado una acumulación morrénica frontal en Guarrinza, formando una pequeña colina transversal a la dirección del valle. Representa un corto reavance posterior al máximo, coincidiendo con algunas fases tardías del interior de los valles afluentes.

7. Depósitos morrénicos en el interior de los valles afluentes

Fuera de la artesa principal, en valles afluentes se localizan otros depósitos de gran interés para el estudio de los episodios de retroceso posteriores al máximo glaciar. Los más importantes se localizan en el valle de Hospital, en los Llanos de Lenito, en el valle de Acherito y en los valles de Campanil y Barcal.

Ya se ha comentado que el barranco Hospital, bloqueado en su salida por las morrenas laterales de Siresa, no llegó a emitir una lengua de hielo suficientemente larga como para conectar con el glaciar del Aragón Subordán. En cabecera dispuso de dos pequeños glaciares que depositaron potentes acumulaciones morrénicas. El glaciar más importante, procedente de la Sierra de Alano y de la cara norte de Peña Forca, en un valle umbrío e intensamente karstificado, formó una notable morrena lateral derecha y cordones que llegan hasta el barranco Hospital con un desnivel de 200 m sobre el fondo del valle. La presencia de bloques morrénicos es constante en el valle hasta los 1130 m, punto a partir del cual desaparecen bruscamente aguas abajo. En total, la lengua de hielo tendría unos 5,5 km de longitud. Al pie de la cara norte de Peña Forca son reconocibles tanto una morrena de cierre de circo como varias morrenas de nevero.



Figura 9. Morrena de altitud en la cabecera del valle de Acherito, hacia 1750 m s.n.m., correspondiente a uno de los últimos reavances menores del Pleistoceno superior.

Figure 9. Moraine in the headwater of the Acherito Valley, about 1750 m a.s.l., corresponding to one of the last minor re-advances during the upper Pleistocene.

El glaciar de los Llanos de Lenito, aunque mucho más corto, llegó probablemente a conectar por poco con el glaciar del Aragón Subordán en el momento del máximo, lo que explica la presencia exclusiva de materiales de las Sierras Interiores en el sector más elevado de la morrena lateral. Este pequeño glaciar procedía de la ladera sur de Peña Forca y formó dos morrenas laterales que no conectaron entre sí, probablemente destruidas en su frente por el glaciar principal. Hacia el interior aparecen otros cordones laterales que marcan estadios de dimensión progresivamente más limitada.

En el valle de Acherito se registra el mayor número de morrenas tardías, muchas de ellas formadas por pequeños glaciares procedentes de circos afluentes (Fig. 4). En el mismo valle de Acherito, en su margen derecha, hay una morrena lateral marcada

por un cordón progresivamente descendente, que corresponde a una lengua de hielo que no llegó ya a conectar con la del valle principal, por lo que debe ser asimilable a la morrena inferior de Guarrinza y La Mina, cuando ya el glaciar de Acherito y del Aragón Subordán estaban disociados. Un kilómetro y medio hacia aguas arriba aparecen sucesivos arcos frontales (hasta un total de 4) de etapas de contracción, bien colonizados por la vegetación, excepto el más interno, de aspecto muy fresco, compuesto esencialmente por grandes bloques de calizas, muy angulosos y con escasa matriz fina (Fig. 9). Más arriba se entra en el dominio de los grandes canchales activos alimentados por escarpes calcáreos, con morrenas de nevero en la umbría del circo de cabecera, quizás aún ocasionalmente funcionales. Además, 500 m por encima del fondo del valle, el frente del circo del ibón de Acherito aparece



Figura 10. Localización de los depósitos morrénicos del valle de Acherito, con varias morrenas tardías tanto en el valle principal como en los afluentes. 1: Divisoria afilada. 2: Divisoria redondeada. 3: Límite de artesa glaciar. 4: Circos glaciares. 5: Derrubios, de gravedad. 6: Morrena. 7: Morrena de nevero. 8: Red fluvial. 9: Lago de origen glaciar. 10: Picos.

Figure 10. Location of the morainic deposits in the Acherito Valley, with several late moraines in the main and tributary valleys. 1: Sharp divide. 2: Rounded divide. 3: Limit of the U-shaped valley. 4: Glacial cirques. 5: Screes. 6: Moraine. 7: Protalus rampart. 8: Fluvial network. 9: Lake of glacial-origin. 10: Mountain peaks.

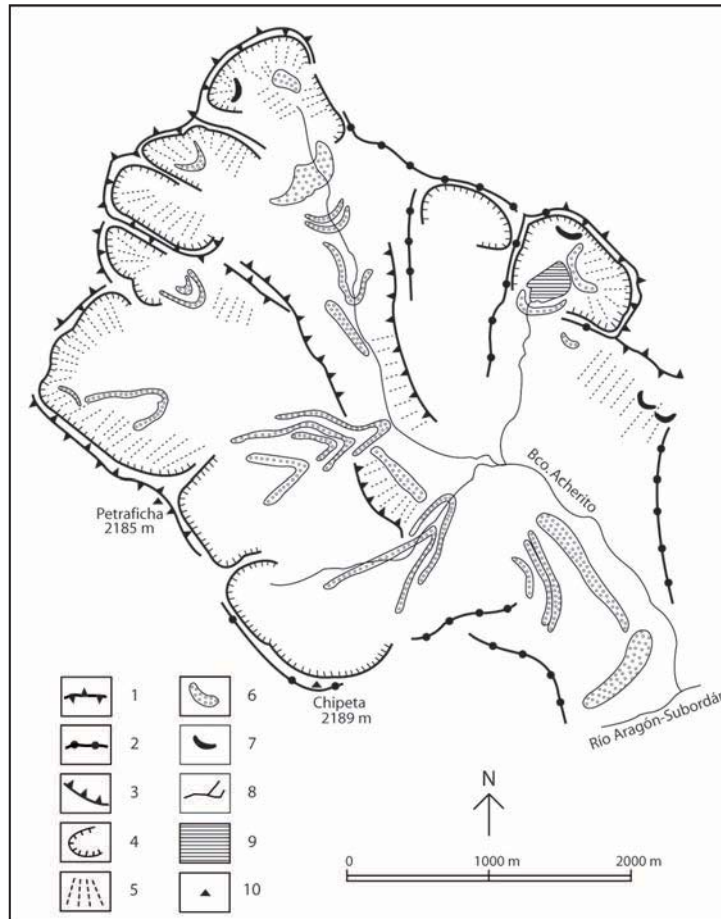


Figura 11. Arco morrénico en el valle de Campanil, procedente del Castillo de Acher, correspondiente a una etapa muy tardía, con una lengua de menos de un kilómetro de longitud que llegó hasta 1820 m s.n.m. El arco cerró un pequeño lago que fue posteriormente rellenado de sedimentos.

Figure 11. Morainic arc in the Campanil Valley, flowing from the Castillo de Acher. It corresponds to a late glacial stage, with a tongue of less than 1 km in length that arrived to 1820 m a.s.l. The arc closed a small lake which was infilled of sediments.

cerrado por una morrena tardía, posterior a la fase de disociación glacial, apoyándose sobre una ceja estructural, y, pegada a la pared del fondo del circo todavía se distingue otra acumulación morrénica. Estos depósitos están, sin duda, relacionados con los complejos morrénicos tardíos que aparecen en la cabecera del valle de Acherito. Por último, los valles de la margen derecha, que proceden de Chipeta, Petráfica y Ansoitiello, tienen también sus correspondientes morrenas tardías, con cordones frontales y laterales bien configurados. La figura 10

muestra, de manera más detallada, la localización de los depósitos morrénicos en el valle de Acherito, reflejando la existencia de varias fases glaciares tardías que pueden asimilarse a las descritas por García-Ruiz et al. (2003) en el valle de Escarra. Durante el máximo, estos glaciares estaban conectados con el glaciar de Acherito, con el que formarían una masa única. Existen, sin embargo, evidencias de desconexiones tardías que explicarían la contracción del glaciar de Acherito y su incapacidad para conectar con el del Aragón Subordán. Es interesante tener

en cuenta que la morrena lateral de Acherito, correspondiente a la fase de disociación, aparece interrumpida por las lenguas de los pequeños glaciares que procedían de Chipeta y del Collado de Ansotiello.

Por último, en los valles de Campanil y del Barcal se refugiaron también pequeños glaciares tardíos, tras la fase de disociación. En el valle de Campanil se observan al menos dos morrenas frontales muy bien formadas, en los que predominan los cantos calizos procedentes del Castillo de Acher. Aguas arriba del arco frontal más interno existe un rellano correspondiente a un antiguo lago ya colmatado (Fig. 10). Un último arco muy bien marcado topográficamente se formó al pie de la gran muralla caliza del Castillo de Acher. Está integrado básicamente por bloques calizos muy heterométricos y escasa matriz

fina (Fig. 11). El espacio entre la cuerda morrénica y la pared del Castillo de Acher está ocupado por grandes bloques caídos por simple gravedad o, como mucho, deslizados sobre una placa de hielo o un glaciar residual de pared.

El valle del Barcal representa un modelo peculiar con difluencia. Cuenta con abundantes depósitos morrénicos de edad tardía. La acumulación más importante se localiza inmediatamente al este del Castillo de Acher, formada por una morrena lateral izquierda con bloques calizos del Castillo de Acher y del Pérmico infrayacente, y un depósito más informe en la margen derecha, que se asienta sobre el Pérmico pero que está compuesto fundamentalmente por bloques calizos. El origen de estos bloques no está en el Castillo de Acher sino en el escarpe vertical que forma la divisoria meridional del barranco



Figura 12. El Castillo de Acher y su morrena más reciente, que culmina a 2020 m s.n.m. Esta morrena, que es muy voluminosa, está compuesta exclusivamente por cantos de calizas. Se trata del testimonio glacial más reciente del valle del Aragón Subordán, relacionado con una pequeña masa de hielo al pie del gran escarpe de Acher.

Figure 12. The Castillo de Acher and its more recent moraine, which culminated at 2010 m a.s.l. This voluminous moraine is exclusively composed of limestone clasts. This is the most recent glacial evidence in the Aragón Subordán Valley, related to a small ice mass at the foot of the big Acher scarp.

Borreguil de Acher. En el circo-cabecera de este valle, que sigue dirección este-oeste, la acumulación de hielo fue suficientemente potente como para rebasar la divisoria con el valle del Barcal y emitir una lengua hacia el norte que se uniría al hielo procedente del Castillo de Acher. Esta difluencia es responsable del depósito de bloques de calizas cretácicas sobre las formaciones rojizas del Pérmico.

8. Los depósitos glaciolacustres

En los márgenes de la cubeta terminal del glaciar del Aragón Subordán se formaron varios lagos de obturación que fueron rellenados posteriormente por sedimentos glaciolacustres y torrenciales (Martí-Bono y García-Ruiz, 1995). El más importante es el localizado en el barranco de Hospital o La Reclusa, obturado por una morrena lateral localizada 230 m por encima del valle principal. Desde Nussbaum (1949) se conocía la existencia de una superficie llana determinada por los depósitos de colmatación de dicho lago. Gran parte de la formación se halla constituida por sedimentos rítmicos con alternancia de capas arenosas y arcillosas, con espesores entre 10 y 20 cm. En ocasiones, en los lechos arenosos aparecen guijarros, y la arcilla no forma paquetes uniformes, sino que puede separarse en láminas de orden centimétrico debido a la intercalación de niveles milimétricos más limosos. La base de la formación no es visible, pero el espesor total debe superar los 20 m. El depósito se interpreta, por la presencia de cantos permotriásicos, como un aporte de las aguas de fusión del glaciar principal, es decir, un torrente yuxtaglaciario desembocando en el lago, junto con las contribuciones del propio barranco de Hospital. No se tiene certeza acerca de la periodicidad de la sedimentación, aunque el ritmo podría ser anual, depositándose la arena en verano, a veces acompañada de gravas si la fusión es muy intensa. Los pequeños lechos arenosos

de escala milimétrica intercalados en la arcilla representarían ligeras variaciones en la energía de transporte debidas a periodos de fusión intercalados en estaciones frías. La parte superior del depósito, de naturaleza no rítmica, está formado esencialmente por gravas procedentes del barranco del Hospital, debidas a la progresión de un delta originado en la desembocadura del torrente yuxtaglaciario dentro del lago.

También en el barranco de Hospital aparece un depósito travertínico, no relacionado ni por su posición ni por su naturaleza con el depósito glaciolacustre descrito en el párrafo anterior. Se localiza por debajo del pueblo de Siresa, tiene una potencia variable pero superior a 10 metros en algunos puntos, y son abundantes los moldes de troncos, piñas y hojas de caducifolios, faltando en cambio el polen. La datación más antigua obtenida en este travertino (U/th 15607±520 B.P.) indica que su formación se inició muy posteriormente a la retirada del hielo.

El barranco de Escarrón estuvo bloqueado por la morrena lateral izquierda, de gran anchura. Una vez rebasada la morrena hacia el interior del afluente no hay ninguna topografía indicadora de un antiguo rellano glaciolacustre, pero sí una gran acumulación torrencial aportada por el barranco afluente y algunos de sus tributarios. El primero de estos últimos, incorporado por la margen derecha del barranco de Escarrón, retomó cantos de la morrena lateral, como indica la presencia de frecuentes cantos permotriásicos en un cono de deyección cuya potencia visible es de 5 m. Sobre este depósito hay otro de 15 m de espesor formado por el barranco de Escarrón, donde ya sólo aparecen cantos de areniscas del flysch y de las calizas interestratificadas en megacapac dentro del flysch. Esta gran acumulación torrencial sólo se explica por el efecto de presa que en su momento ejerció la morrena lateral.

La desaparición del glaciar provocó una potente incisión del barranco de Escarrón sobre sus propios depósitos, cuyo corte queda visible en gran medida. Esa incisión permite que aparezca en la base del depósito parte de una acumulación (entre 1 y 2 m visibles) de arenas y arcillas que tienen muy probablemente un origen glaciolacustre, con intercalaciones de hiladas de cantos pequeños del flysch. Sobre este depósito se asienta la potente sedimentación torrencial.

En el barranco de Bernaza, también en la margen izquierda, se localiza un potente depósito glaciolacustre, aunque no exento de importantes influencias torrenciales. Topográficamente se trata de un rellano fuertemente incidido por la erosión postglaciar, permitiendo apreciar los rasgos más destacados de la estructura sedimentaria. El depósito glaciolacustre presenta varios niveles, alternando lo lacustre propiamente dicho con depósitos torrenciales en los que predominan plaquetas de flysch. En la base existe un depósito lacustre de unos 8-10 m de potencia, y sobre él un depósito torrencial de 6-8 m, ambos sin cantos del Pérmico. Sobre esta acumulación hay de nuevo sedimentación lacustre de unos 15 m, con algunos cantos del Pérmico, aportados por el torrente yuxtaglaciar o caídos desde la morrena como *dropstones*, y encima otros 8 m de depósito torrencial.

El lago de obturación del barranco de Bernaza fue, pues, originalmente profundo, represado por la potente morrena lateral izquierda. Su desarrollo espacial no fue, sin embargo, muy grande, lo que determina la gran influencia de los fenómenos fluvio-torrenciales. El vaciado temporal del lago, quizás por rotura de la morrena, explica los potentes aportes torrenciales, como ya se ha descrito en el depósito de Linás de Broto (valle del Ara) (Serrat et al., 1983; Martí-Bono et al., 2002).

Finalmente, en los Llanos de Lenito (margen derecho de la cubeta) sólo se han encontrado indicios de un pequeño lago, con arcillas y arenas represadas por la morrena lateral.

9. Discusión: las distintas fases glaciares

El sector terminal del valle glaciar del Aragón Subordán muestra una notable complejidad, como cabe esperar en un área muy dinámica, con avances, retrocesos y reavances, depósitos fluviales e incluso fluvio-periglaciares. Así, hay claros restos de un arco terminal adosado a una colina transversal de areniscas del flysch, lo que parece ser otra morrena frontal más interna que sólo es visible gracias al encajamiento de un barranco, una terraza fluvio-glaciar de 15-20 m y una acumulación con plaquetas periglaciares que forma un corto glacis desde la morrena hasta la terraza de 15-20 m. Hacia aguas arriba existen otros depósitos morrénicos laterales en el valle principal y laterales y frontales en los principales valles afluentes.

La localización y altitud de los diferentes depósitos permite establecer una secuencia de episodios glaciares, aunque no se dispone de dataciones absolutas de los depósitos morrénicos o glaciolacustres.

(i) El máximo debe coincidir con las morrenas más externas de la cubeta de Hecho, pues no se han encontrado ni siquiera bloques morrénicos aislados aguas abajo de la barra de areniscas a la que se adosa la morrena más externa. Muy probablemente, como sucede en los valles del Aragón (Martí-Bono, 1996), Gállego (Martí-Bono, 1996; Serrano, 1998; García-Ruiz et al., 2003; Peña et al., 2004; Serrano-Cañadas y Cuchí Oterino, 2005), Ara (García-Ruiz y Martí-Bono, 2002) y Ésera (Martínez de Pisón, 1989; García-Ruiz et al., 1992), existen varias pulsaciones

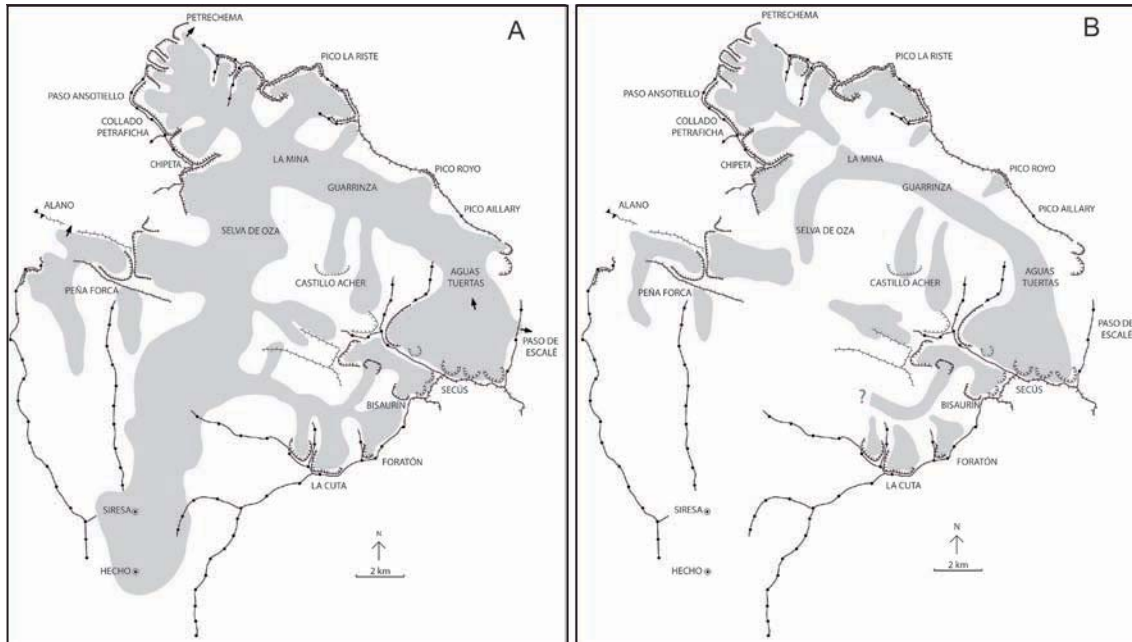


Figura 13. Probable extensión de los hielos en el valle del Aragón Subordán durante las dos fases principales de avance del Pleistoceno superior. A: MIS 4; B: MIS 2.

Figure 13. Probable extent of the ice in the Aragón Subordán Valley during the two main advance stages of the Upper Pleistocene. A: MIS 4; B: MIS 2.

en torno al máximo. Las morrenas externas tienen su correspondencia hacia aguas arriba en los cordones laterales que enmarcan la cubeta de Hecho, principalmente los de Siresa, Llanos de Lenito y Agüerri. En la zona de cabecera, la morrena lateral derecha del sector de Guarrinza, localizada a 400 m sobre el fondo del valle, también debe coincidir cronológicamente con la máxima expansión del glaciar del Aragón Subordán. En ese momento los glaciares afluentes más importantes se unían al glaciar principal: Barcal y Campanil en Guarrinza, junto con las masas de hielo muy pendientes de la vertiente derecha de Guarrinza, el glaciar de Acherito y el de Agüerri. La Fig. 13A muestra la máxima extensión del glaciar del Aragón Subordán en el momento en que los valles afluentes (Agüerri, Acherito, Barcal, Campanil) conectaban con el valle principal, mientras que el barranco de Hospital estaba ocupado por una notable lengua de hielo independiente.

De acuerdo con la cronología obtenida en otros valles pirenaicos mediante AMS ^{14}C y OSL, el máximo sería anterior a 30 ka BP (Montserrat, 1992; Bordonau, 1992; García-Ruiz et al., 2003; Peña et al., 2004; González-Sampériz et al., 2006; García-Ruiz et al., 2010). No obstante, estudios de cosmogénicos en el Pirineo Centro-Oriental apuntan que el máximo tuviera lugar coincidiendo con el máximo glaciar global, en torno a 20 ka BP (Pallàs et al., 2006), como también se ha confirmado en la Sierra de Gredos (Palacios et al., 2010). No obstante, también mediante el análisis de cosmogénicos, Pallàs et al. (2010) han datado morrenas en valles secundarios del Pirineo Oriental con fechas en 76.5 ± 7.1 ka BP y 49.2 ± 4.5 ka BP, lo que sugiere cronologías paralelas entre el Pirineo Oriental y el Central. En esta fase de máxima expansión se formaron los lagos de obturación glaciar de Bernaza, Escarrón, Siresa y Lenito, que se rellenaron

con sedimentos glaciolacustres aportados por torrentes yuxtaglaciares, y con sedimentos de tipo torrencial. Es importante señalar que en varios puntos del valle del Aragón Subordán (confluencia entre éste y los valles afluentes de Agüerri y Acherito) se constata una vez más la existencia de tres pulsaciones en torno a la máxima expansión de los hielos, la más interna representando ya una contracción apreciable, probablemente sin que hubiera conexión entre el glaciar de Agüerri y el del valle principal. La existencia de estas tres pulsaciones es una constante en otros valles pirenaicos, especialmente en el del Gállego (Serrano, 1998) y en el del Ésera (Martínez de Pisón, 1989; García-Ruiz et al., 1992; Serrano y Martínez de Pisón, 1994).

No se han encontrado evidencias directas de fases más antiguas, aunque por analogía con otros valles próximos (Martí-Bono, 1996) es evidente que el valle del Aragón Subordán tuvo que verse afectado por otros periodos glaciares pleistocenos.

(ii) Un segundo reavance de importancia se observa bien en cabecera, particularmente en la morrena lateral izquierda que, de forma continua, delimita la artesa de Guarrinza, y también en la morrena lateral inferior derecha que cierra el valle de Acherito. En ese momento tanto el glaciar de Acherito como el de Agüerri no conectaban ya con el valle principal, que tendría su sector terminal en Oza. La longitud de la lengua de hielo estaría en torno a 14 km, con un marcado descenso del espesor, que en Guarrinza sería de unos 200 m. La Fig. 13B indica la extensión de las lenguas glaciares en esta segunda etapa expansiva, con un probable frente a la altura de la Selva de Oza. Se desconoce la ubicación del frente glaciar de Agüerri en ese momento. Esta fase debe corresponderse con las morrenas atribuidas a 20 ka B.P. en el valle de Escarra (García-Ruiz

et al., 2003), coincidiendo con un recrudecimiento del frío durante el LGM global. También coincidiría con el reavance detectado en el circo glaciar de la turbera de El Portalet (cabecera del Gállego) entre 25,5 y 18 ka B.P. (González-Sampériz et al., 2006), y muy probablemente con las morrenas bajas de la margen izquierda del Gállego poco por encima de Lanuza (Serrano, 1998; Serrano-Cañadas y Cuchí-Oterino, 2005).

(iii) En los valles de Acherito, Campanil y Barcal y en la cabecera del Aragón Subordán, aparecen otros depósitos más internos, correspondientes a pequeños reavances durante periodos fríos más breves, tal como se ha comprobado en los valles de Escarra y Lana Mayor (García-Ruiz et al., 2003) y en la turbera de El Portalet, todos en el valle del Gállego, donde se han identificado periodos fríos relativamente breves después del 20.000 B.P. (González-Sampériz et al., 2006). Los depósitos más tardíos se localizan principalmente en la cabecera de los valles de Acherito y Campanil, con morrenas formadas por grandes bloques angulosos empastados en escasa matriz fina. Destaca especialmente por sus dimensiones la formada en el valle de Campanil, al pie de la vertiente norte del Castillo de Acher. Es evidente que la mayor parte de estos depósitos están correlacionados temporalmente, entre sí y con otros valles próximos. La secuencia más completa, que aparece en el valle de Acherito, tiene sin duda correspondencia con la descrita en el valle de Escarra (García-Ruiz et al., 2003), aunque la ausencia de dataciones sólo permite establecer la existencia de diferentes pulsaciones en cada valle.

10. Conclusiones

El glaciar del valle del Aragón Subordán fue uno de los más desarrollados del Pirineo meridional, a pesar de la relativamente modesta altitud de las cumbres de su cabecera.

Con una longitud total de 23 km, el glaciar finalizaba unos 800 m aguas abajo de la localidad de Hecho, en una amplia cubeta terminal dentro del sector del flysch. Esta cubeta presenta una anchura media de entre 2 y 3 km, lo que unido a una intensa insolación dió lugar a un rápido adelgazamiento de la masa de hielo, pasando de 400 m al superar las Sierras Interiores, a 230 m a la altura de Siresa y unos 100 m a la altura de Hecho, para fundir totalmente poco después, todo ello en escasos 10 kilómetros. El frente de fusión se localizaba en el momento del máximo a 830 m s.n.m., una altitud inferior a la del frente del glaciar del Aragón y similar a la del Gállego, ambos valles con altitudes muy superiores en las cumbres. La posición más occidental del Aragón Subordán y la consiguiente mayor innivación explica la gran extensión del glaciario en una cuenca que sólo ocasionalmente supera los 2600 m s.n.m. (Bisaurín, 2670 m).

El glaciar dejó numerosos restos morrénicos, tanto en el frente glaciar como en las paredes laterales del valle y en los principales tributarios, así como depósitos de origen glaciolacustre por obturación de valles afluentes.

Se han identificado depósitos correspondientes a varias fases glaciares, equiparables a las descritas en otros valles próximos (principalmente Aragón y Gállego). En el momento del máximo los principales valles afluentes estaban plenamente conectados con el valle principal, asegurando una abundante alimentación en hielo. El más importante de los afluentes, el de Agüerri, que se incorporaba al Aragón Subordán dentro de la cubeta terminal, es el que muy probablemente explica la prolongación del glaciar principal hasta 830 m s.n.m. Sin embargo, en fases posteriores existe una clara desconexión entre el glaciar principal y los principales tributarios, de manera que tanto el espesor como la lon-

gitud de la lengua de hielo se redujeron notablemente. Otras fases menores, posteriores al LGM global, se han identificado en valles afluentes y en la misma cabecera del Aragón Subordán, reflejando los cambios climáticos durante los últimos 20.000 años.

Agradecimientos

Los autores agradecen a David Palacios y Enrique Serrano sus valiosas sugerencias e ideas, que han contribuido a mejorar los resultados y su interpretación. También agradecen a María Pilar Serrano su apoyo en la elaboración de los gráficos.

Referencias bibliográficas

- Barrère, P. (1963). La période glaciaire dans l'Ouest des Pyrénées Centrales Franco-Espagnoles. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7 (5), 516-525.
- Barrère, P. (1966). La morphologie quaternaire dans la région de Biescas et de Sabiñánigo (Haute Aragón). *Bull. Ass. Fr. Étude Quat.*, 2, 83-93.
- Bordonau, J. (1992). *Els complexos glàcio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus*. Geoforma Ediciones, Logroño, 251 pp.
- Chueca, J., Peña-Monné, J.L., Lampre, F., García Ruiz, J.M. & Martí Bono, C. (1998). *Los glaciares del Pirineo Aragonés: Estudio de su evolución y extensión actual*. Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio, Zaragoza, 104 pp.
- Fontboté, J.M. (1948). La Ribera de Biescas. *Pirineos*, 7, 39-88.
- García-Ruiz, J.M., Bordonau, J., Martínez de Pisón, E. & Vilaplana, J.M. (1992). *Mapa geomorfológico de España. Hoja 180 (Benasque)*. Geoforma Ediciones, Logroño, 39 pp. + mapa a escala 1:50.000.
- García-Ruiz, J.M., Gómez-Villar, A., Ortigosa, L. & Martí-Bono, C. (2000). Morphometry of glacial cirques in the Central Spanish Pyrenees. *Geografiska Annaler*, 82A (4), 433-442.
- García-Ruiz, J.M. & Martí-Bono, C. (1994). Rasgos fundamentales del glaciario cuaternario en el Pirineo aragonés. En *El glaciario surpirenaico: Nuevas aportaciones* (C. Martí Bono & J.M. García Ruiz, eds.), Geoforma Ediciones, Logroño, 17-32.
- García-Ruiz, J.M. & Martí-Bono, C. (2002). *Mapa geomorfológico del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido*. Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, 106 pp. + mapa a escala 1:25,000.

- García-Ruiz, J.M., Moreno, A., González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B. & Martí-Bono, C. (2010). La cronología del último ciclo glaciar en las montañas del sur de Europa. Una revisión. *Cuaternario y Geomorfología*, 24 (1-2), 35-46.
- García-Ruiz, J.M., Puigdefábregas, J. & Creus, J. (1986). La acumulación de la nieve en el Pirineo Central y su influencia hidrológica. *Pirineos*, 127, 27-72.
- García-Ruiz, J.M., Valero, B., Martí-Bono, C. & González-Sampériz, P. (2003). Asynchronicity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. *Journal of Quaternary Science*, 18 (1), 61-72.
- González-Sampériz, P. (2004). *Evolución paleoambiental del sector central de la cuenca del Ebro durante el Pleistoceno Superior y el Holoceno*. Instituto Pirenaico de Ecología, Zaragoza, 210 pp.
- González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B., Moreno, A., Jalut, G., García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Otto, T. & Dedoubat, J.J. (2006). Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research*, 66, 38-52.
- Lewis, C.J., McDonald, E.V., Sancho, C., Peña, J.L. & Rhodes, E. (2009). Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits of the Cinca and Gállego Rivers (NE Spain) based on OSL dating and soil stratigraphy. *Global and Planetary Change* doi: 10.1016/j.gloplach.2009.01.001
- Llopis Lladó, N. (1947). El relieve del alto valle del Aragón. *Pirineos*, 5, 81-166.
- Martí-Bono, C. (1973). Nota sobre los sedimentos morrénicos del río Aragón. *Pirineos*, 107, 39-46.
- Martí-Bono, C. (1977). El valle de Hecho. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 6, 349-356.
- Martí-Bono, C. (1978). Aspectos de la problemática geomorfológica del Alto Aragón Occidental. *Estudios Geográficos*, 153, 473-493.
- Martí-Bono, C. (1996). *El glaciarismo cuaternario en el Alto Aragón Occidental*. Tesis no publicada, Universidad de Barcelona, Barcelona, 254 pp.
- Martí-Bono, C. & García-Ruiz, J.M. (1995). Complejos morrénicos laterales en la vertiente surpirenaica aragonesa. *3a Reuniao do Quaternario Ibérico*, Universidade de Coimbra, Coimbra, 149-156.
- Martí-Bono, C., González-Sampériz, B., Valero, B. & García-Ruiz, J.M. (2002). El depósito glaciolacustre de Linás de Broto (Pirineo aragonés) y su implicación paleoambiental. En *Aportaciones a la Geomorfología de España en el Inicio del Tercer Milenio* (A. Pérez-González, J. Vegas & M.J. Machado, eds.), Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 77-83.
- Martínez de Pisón, E. (1989). Morfología glaciar del valle de Benasque (Pirineo aragonés). *Ería*, 18, 51-64.
- Martínez de Pisón, E. & Serrano, E. (1998). Morfología glaciar del valle de Tena (Pirineo aragonés). En *Las huellas glaciares de las montañas españolas* (A. Gómez Ortiz & A. Pérez Alberti, eds.). Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, 239-261.
- Montserrat, J. (1992). *Evolución glaciar y postglaciar del clima y la vegetación en la vertiente sur del Pirineo: Estudio palinológico*. Instituto Pirenaico de Ecología, Zaragoza, 147 pp.
- Nussbaum, F. (1949). Sur les traces des glaciers quaternaires dans la région de l'Aragón. *Pirineos*, 13-14, 497-518.
- Palacios, D., De Marcos, J. & Vázquez-Selem, L. (2010). Last glacial maximum and deglaciation of Sierra de Gredos, central Iberian Peninsula. *Quaternary International*, doi:10.1016/j.quaint.2010.04.029
- Pallàs, R., Rodés, A., Braucher, R., Carcaillet, J., Ortuño, M., Bordonau, J., Bourlès, D., Vilaplana, J.M., Masana, E. & Santanach, P. (2006). Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from ¹⁰Be exposure ages, south-central Pyrenees. *Quaternary Science Reviews*, 25, 2937-2963.
- Pallàs, R., Rodés, A., Braucher, R., Bourlès, D., Delmas, M., Calvet, M. & Gunnell, Y. (2010). Small, isolated glacial catchments as priority targets for cosmogenic surface exposure dating of Pleistocene climate fluctuations, southeastern Pyrenees. *Geology*, 38 (10), 891-894.
- Peña-Monné, J.L., Chueca, J. & Lampre, F. (1998). Estado actual del conocimiento del glaciarismo pleistoceno de la vertiente meridional del Pirineo Central. En *Las huellas glaciares de las montañas españolas* (A. Gómez Ortiz & A. Pérez Alberti, eds.). Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, 211-238.
- Peña, J.L., Sancho, C., Lewis, C., McDonald, E. & Rhodes, E. (2004). Datos cronológicos de las morrenas terminales del glaciar del Gallego y su relación con las terrazas fluvio-glaciares (Pirineo de Huesca). En *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos* (J.L. Peña Monné, L.A. Longares Aladrén & M. Sánchez Fabre, eds.). Universidad de Zaragoza, Zaragoza, 71-84.
- Serrano, E. (1998). *Geomorfología del Alto Gallego, Pirineo aragonés*. Institución Fernando El Católico, Zaragoza, 501 pp.
- Serrano, E. & Martínez de Pisón, E. (1994). Geomorfología y evolución glaciar en el Pirineo aragonés oriental. En *El glaciarismo surpirenaico: Nuevas aportaciones* (C. Martí Bono & J.M. García Ruiz, eds.). Geoforma Ediciones, Logroño, 33-64.
- Serrano-Cañadas, E. & Cuchí-Oterino, J.A. (2005). Glacial landforms and evolution in the Pyre-

- nees (The Gállego River Valley, Central Pyrenees). En: *Field Trip Guides I* (G. Desir, F. Gutiérrez & M. Gutiérrez, eds.), Sixth International Conference on Geomorphology. Universidad de Zaragoza, Zaragoza, 257-309.
- Serrat, D., Vilaplana, J.M. & Martí-Bono, C. (1983). Some depositional models in glaciolacustrine environments (Southern Pyrenees). En *Tills and related deposits* (E.B. Evenson, C. Schluchter & J. Rabassa, eds.). Balkema, Rotterdam, 231-244.
- Solé Sabarís, L. (1941). La Canal de Berdún. *Primera Reunión de Estudios Geográficos*. Instituto Juan Sebastián Elcano, Madrid, 113-160.
- Soler, M. & Puigdefábregas, C. (1972). Esquema litológico del Alto Aragón. *Pirineos*, 106, 5-15.
- Teixell, A., García-Sansegundo, J. & Zamorano, M. (1994). *Mapa geológico de España 1:50.000, Hoja 144 (Ansó)*. ITGE, Madrid, 62 pp.
- Vilaplana, J.M. (1983). Quaternary glacial geology of the Alta Ribagorza basin (Central Southern Pyrenees). *Acta Geológica Hispánica*, 18 (3-4), 217-233.



Glacial morphology and evolution in the Arritzaga valley (Aralar range, Gipuzkoa)

Morfología y evolución glaciaria en el valle de Arritzaga (Sierra de Aralar, Gipuzkoa)

Rico Lozano, I.I. ⁽¹⁾

(1) Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología, Euskal Herriko Unibertsitatea/ Universidad del País Vasco.
C/ Francisco Tomás y Valiente s/n. 01006 Vitoria-Gasteiz, España.
ibaiurki@yahoo.es

Abstract

Interpretation of glacial processes during the late Quaternary in the Basque Mountains has been a polemic issue over the last decades. Discussions have been mainly (but not exclusively) focused on the Aralar range (1421m) providing contrasted interpretations. This work presents the results of the analysis of the landforms and deposits of the valley confirming the existence of glacial processes in the Arritzaga valley during the last glaciation generating a glacial body with a front at 800 m, a longitude of 5 Km and 70-100 m of thickness. Glacial processes at such moderate altitudes were linked to particular conditions: snow overfeeding and leeward effect in a cold and very humid climatic context, and an appropriate relief for snow retention.

Keywords: Glacial Geomorphology, Last Glacial Maximum, Basque Mountains, Aralar range.

Resumen

La cuestión del glaciario en los Montes Vascos ha sido objeto de diferentes interpretaciones durante las últimas décadas. Las discusiones han estado fundamentadas en la moderada altitud y la ausencia de huellas claras de origen glaciar, centrando la polémica principalmente (aunque no exclusivamente) en la sierra de Aralar (1421 m). El análisis de las formas y depósitos del valle de Arritzaga confirma la existencia de procesos glaciares durante la última glaciación generando un cuerpo glaciar con un frente a 800 m, una longitud de 5 Km y un espesor de entre 70-100 m. Los procesos glaciares a tan moderada altitud estuvieron ligados a unas condiciones particulares que lo favorecieron: Sobrealimentación nival y efecto



ventisca en un contexto climático frío y muy húmedo junto con un relieve apto para la retención nival fueron factores clave.

Palabras clave: Geomorfología Glaciar, Último Máximo Glaciar, Montes Vascos, Sierra de Aralar.

1. Introduction

The growing body of research and studies with regard to the Quaternary glaciation across the Atlantic region¹ of the Iberian Peninsula has enabled to reach a rather precise knowledge of its characteristics, magnitude and chronology. In general terms, is accepted that the glaciation was affected by the oceanic influence allowing the development of glacial processes below lower mountain ranges and descending up to lower altitudes than the inland glaciers. These processes were developed largely below summits between 2600 and 2000 m, occasionally below 2000 and 1600 m and exceptionally below summits of 1600 m (Frochoso and Castañón, 1998; Gómez Ortiz et al., 2001).

From the Saioa massif in the Pyreneean margin up to the Castro Valnera-Asón massif in Cantabria, the Basque Mountains extent from E to W making up a mountainous region of moderate altitudes not higher than 1600 m. In spite of the relatively high amount of studies aiming to understand the effects of glacial processes within this region, the interpretation of its magnitude, intensity and chronology remains still unsolved. Most of discussions revolve around the Aralar range, particularly the Arritzaga Valley whilst in the rest of massifs, both lack of research and geomorphological evidence leave the question open to new interpretations.

The modest altitude of the Aralar Massif (Iru-mugarrieta 1421m) together with the shortage of landforms and deposits related with the glacial phenomena in the Arritzaga valley has complicated its geomorphologic interpretation.

Even though the majority of the authors support the interpretation of late Pleistocene glacial processes in the Arritzaga valley (Gomez de Llarena, 1948; Koop, 1965; Duvernois et al., 1972; Ugarte, 1985, 1992; Galvadón et al., 1986), backed up by the landforms and deposits found in the valley and more definitely by the sediment analysis evidence (Bordonau et al., 1992b), some other researchers have raised serious doubts and demanded further research in order to confirm their presence (Martínez de Pisón et al., 1984, 1992).

Moreover, the limited presence of periglacial features and deposits in the Atlantic side of the Basque Mountains has brought more doubts about the mentioned glacial processes. According to some authors (González Martín, 1986) the climatic conditions required for the occurrence of glacial processes should be theoretically translated into the territory through more extended and stronger periglacial phenomena that haven't been reported so far.

2. Objectives and methodology

This work has aimed to move forward in the knowledge of the morphogenetic evolution of the Basque Mountains region. In short the objectives have been to comprehend the geo-

¹ Terms such as "Atlantic", "Atlantic region" and "Atlantic glaciation" will be used to point out the region located between the Galician ranges and the foremost limit of the western Pyrenees (Saioa Range).

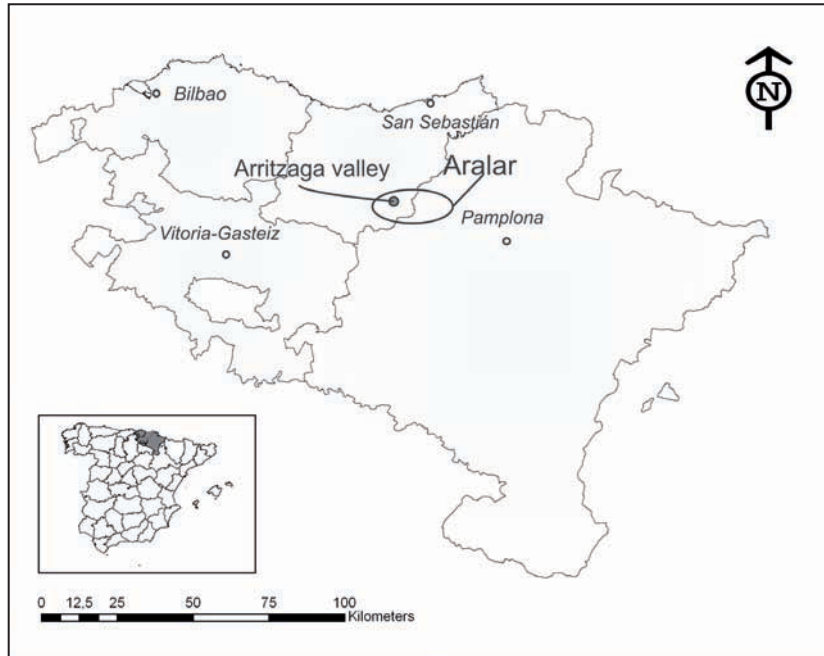


Figure 1. Location of the Aralar mountain range and the Arritzaga valley within the Basque Autonomous Community and Navarra (CNIG BCN200).

Figura 1. Situación de la sierra de Aralar y el Valle de Arritzaga dentro de la comunidad Autónoma del País Vasco y Navarra (CNIG BCN200).

morphologic evolution of the Arritzaga valley during the Late Quaternary, assessing the existence of glacial processes and their intensity, magnitude and characteristics. This study has also aimed to present a chronology of the glacial and postglacial phases based on the morpho-stratigraphy and its comparison with the chronology of other southeuropean mountain massifs affected by the quaternary glaciations.

The methodology has been based on; bibliographic analysis, field-work (identification of deposits and landforms), laboratory work (sediment analysis), morpho-stratigraphy, aerial photography interpretation and geomorphological mapping.

3. Geographical setting

The Aralar mountain range lies in the eastern end of the Basque Mountains. These

mountains comprise a range of 150 Km long and 50 Km wide with four main massifs of moderate altitudes (Aizkorri 1544 m, Gorbea 1475 m, Aralar 1421 m, Anboto 1311 m). The alpine orogeny was responsible of the lifting and bending of the mesozoic and cretacic limestone materials that characterise the mentioned range. During the Quaternary, fluvial and karstic processes have modelled its relief and the current landscape.

The geology of the Aralar range is characterised by a thick limestone layer in form of anticline towards the North, while the South side jumps over the North side through a ENE-WSW inverse fault. It forms a 12 Km wide and 25 long massif with a average altitude of 800-1000 m in the East and 1000-1300 m in the North West with a maximum altitude of 1421m on the Iru-



Figure 2. Main summits and topography of Arritzaga valley (CNIG BTN25).

Figura 2. Topografía y principales cumbres del valle de Arritzaga (CNIG BTN25).

mugarrieta peak. Main fault system runs in NE-SO direction but there is also an alternative fault system in NO-SE direction forming the Arritzaga and Muitze Valleys in the NO of the massif (Galvadón et al., 1986).

Arritzaga valley lies in the NW of the range, with its watershed in Errenaga at 1282 m and coming down to 200 m in the village of Amezketa. Highest peak in the area is Irumugarrieta (1421 m) but is mainly surrounded by other peaks between 1300 and 1400 m high such as the Ganbo (1412 m). The relief is directed by high structural control through a NO-SE fault and by the thrust fault of Jurassic materials coming over the newer Cretacic layers.

Due to its closeness to the Cantabric Sea (31 Km), the altitude, massivity, latitude and the current Western General circulation

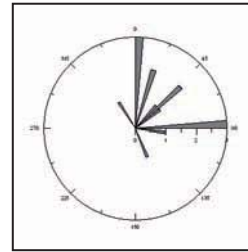


Figure 3. Orientation of cirques (15).
Figura 3. Orientación de circos (15).

patterns, the climate in the Arritzaga valley is characterised by temperate and very humid conditions reflected in high annual precipitations (1740 mm at 1000 m, Ugarte 1985). The annual average temperature is 11°C, being 17°C de average of maximum temperatures and 7°C the average of minimum temperatures (IKT, 1999). Absolute minimum and maximum temperatures are -12 °C in winter and 35°C in the summer respectively (Uriarte, 1996). Eventually, vegetation above 800 m in the valley is nowadays affected by extensive grazing; the potential European Beech (*Fagus sylvatica*) forest is scarce and the landscape is dominated by pastures and remains of rock vegetation (Iparragirre, 1991).

4. Glacial landforms and deposits in the Arritzaga valley

Landforms and deposits in Arritzaga valley have been studied since the mid 20th century. First mention to glacial processes comes from Gómez de Larena (1948) followed later by Koop (1965) who produces a detailed study defending glacial processes in the valley and Duvernois et al. (1972) who also supported the same idea. A decade later, in a new study (Martínez de Pisón et al., 1984) glacial processes are questioned due to their moderate altitude, and are related to periglacial processes. Following studies (Ugarte, 1985; Galvadón et al., 1986) again raise the theory of glacial processes in

the Arritzaga valley. In 1986 another study (González Martín, 1986) questions the supposed glacial remains in Aralar. However, later works based on landform and sediment analysis (Ugarte, 1992; Bordonau et al., 1992b) classify the Buruntzuin deposit as a subglacial till. Nevertheless, in the same year another work (Martinez de Pisón et al., 1992) states that supposed glacial evidences in Aralar are not clear and numerous enough and relates them to periglacial or snow-karstic dynamics. Eventually, in another study (González Amuchástegui, 2000) glacial processes in Aralar are again supported. In short, even though the majority of the studies support the “pro-glacial” view based on morphological and sediment evidence some other researchers have raised doubts and demanded further research in order to confirm their presence.

It should be highlighted that in a limestone relief such as in the Arritzaga valley, descrip-

tion, analysis and interpretation of landforms and deposits becomes problematic due to the karstic erosion that has taken place during the Holocene. Below, landforms and deposits studied in the Arritzaga valley are described and analysed. Results of the sediment analysis are also shown.

4.1. Glacial plucking and abrasion landforms

4.1.1. Cirques

These forms appear below the summits ridges and show different morphologies depending on their orientation, lithology, and structural characteristics. Most of them show an eroded and attenuated morphology by the post-glacial processes.

From the 15 cirques identified in the valley, 13 are in the western summits alineation whilst only two remain in the eastern side (Fig. 3



Figure 4. Glacier cirque in Zotaleta.
Figura 4. Circo glaciar en Zotaleta.

Table 1. Characteristics of the analysed deposits.
 Tabla 1. Características de los depósitos analizados.

Nº of deposit	Laboratory Analysis	Visible thickness	Situation	Morphogenetic Interpretation	Geomorphological Context
A1	-	30m	962 m. North slope of Uzkuiti	Multiple processes related deposit. - <i>Maximum Advance</i>	Frontal moraine afterwards re-activated by periglacial processes
A2	✓	1m	1020 m. W slope of Egurtegi. 60m over the talweg.	Subglacial Till <i>Equilibrium Phase</i>	Boulder. Lateral retreat moraine
A3	-	2m	890 m. Attached to "Roche moutonnée" S of Buruntzuin. 10m over talweg.	Sorted slope deposit <i>Periglacial Phase</i>	Regularized slope
A4	✓	15m	970 m. W slope of Zotaleta 10m over talweg.	Subglacial Till <i>Maximum Advance</i>	Ground moraine.
A5	-	3m	1100 m. 200m E of Pardeluts.	Subglacial Till <i>Maximum Advance</i>	Lateral moraine.
A6	-	1m	970 m. Below Zotaleta cirque. 20m over talweg.	Subglacial Till <i>Maximum Advance</i>	Ground moraine.
A7	✓	15m	900 m. Over Buruntzuin mine	Subglacial Till <i>Maximum Advance</i>	Ground moraine.
A10	✓	5m	1020 m. By Pardeluts spring right over talweg.	Subglacial Till <i>Equilibrium Phase</i>	Lateral moraine
A11	✓	15m	900-950 m. By Buruntzuin "Roche moutonnée".	Subglacial Till <i>Maximum Advance</i>	Ground moraine.

and Fig. 12). Eighty percent of the cirques have an N or NE orientation; this could be explained in relation with two factors: their orientation leeward to the snow storms coming from the W (Spindrift effect) and their favourable orientation for snow accumulation and retention.

All the cirques are located below summits between 1300 and 1421 m of altitude, be-

ing 1300 m then the limit of summits altitude below which cirques were not developed. Altitudes of cirque bottoms are mostly (80%) between 1170 and 1200 m.

4.1.2. Roches moutonnées and rock basins

These two forms are found in several places across the valley (Fig. 12). Despite of the post-glacial erosion is possible to identify such

Table 2. Sedimentary characteristics of the analysed samples.
 Tabla 2. Características sedimentarias de los depósitos analizados.

COBBLES				SANDS						
Sample	Median (cm.)	Centile.Long of largest boulder (cm.)	Roundness median	>2.00 mm. (%)	Munsell Colour	2.000-500μ	500-200 μ (%)	200-50 μ (%)	<50 μ (%)	Organic Matter
A2	5.5	270	71.45	64	2.5Y 3V/2C	28.24	11.79	11.45	48.6	**
A4	7	140	81.63	8.5	2.5Y V4/C2	26.96	19.2	19.76	33.9	***
A7	4.5	170	80.88	10	2.5Y V4/C1	33.33	18.58	15.84	32.2	***
A10	4.5	210	72.72	49	2.5Y V4/C1	21.63	7	12.76	58.61	***
A11	4.5	165	73.40	25	2.5Y V6/C2	20.06	12.76	13.39	53.79	***

forms across the Arritzaga valley. Roches moutonnées and rock basins are found in Buruntzuin, Zotaleta, Uzkuiti, Pardeluts, Ganbo, Pardarri and Errenaga. In the Errenaga area, a great rock basin was formed due to the permanent presence of ice.

4.1.3. Valley shape

The valley shape along the Arritzaga shows different profiles (Fig. 7); whilst the higher section its clearly an “U” shaped valley, below the fountain of Pardeluts (1020 m) the profile becomes sharper and closer to a “V” shape. In the lower part, the river cuts deeply into the bedrock showing an almost gorge profile. Several factors have driven the formation of such valley shape: On the one hand, lithology in the upper part of the valley has probably shown a higher resistance (Massive limestone with sillex) to fluvial post-glacial erosion. On the other hand, the existence of a stream from Pardeluts may have implied higher erosion in the mid section of the valley (Loams). Moreover, a temperate glacier such as the one developed in Arritzaga likely maintained a relatively high sub-glacial melting in the lower parts of the glacier, helping the maintenance of a “V” valley shape in the section from Pardeluts (1020 m) to Buruntzuin (850 m). Finally, post-glacial slope regularization on the western slopes of

Beogain and Oagain might have contributed to the disappearance of glacial valley shape.

4.1.4. Other minor landforms

Despite the post-glacial erosion over the limestone materials and the appearance of newer karstic landforms, some other minor glacial landforms are also found in the Arritzaga valley. At the Buruntzuin glacial threshold, where glacial melting must have reached its maximum, a sub-glacial stream morphology appears at the limestone bedrock in a deep cut. Also in the same threshold, polished surfaces are observed on the limestone bedrock despite the fluvial erosion has rubbed and unshaped this morphology.

4.2. Glacial deposition landforms and deposits

Analysis and interpretation of deposition landforms and deposits in the Arritzaga valley has also involved some handicaps due to the post-glacial erosion effects on the deposits and the difficulty of finding cut sections in the identified deposits because of soil and vegetation colonization. Description, geomorphological interpretation, results and morpho-stratigraphy of the identified deposits are synthesised in tables 1 and 2 and cumulative curves shown in figure 9.

Results from sediment analysis (both in situ and laboratory work) and field observations allowed to classify A2, A4, A5, A6, A7, A10 and A11 from glacial origin. In general terms, all this samples show the usual glacial till characteristics defined by Bennet and Glasser (1996): non-sorted or very poorly sorted unconsolidated sediment containing a very wide range of particle sizes, consisting on large pebbles, cobbles or boulders set within a fine-grained matrix of silt and clay (Table 2., Fig. 9.).

Deposit A11 is confirmed to be a subglacial till as pointed out by Bordonau et al., (1992b) and together with A7, A4 and A6 are ascribed to a maximum advance stage due to their situation in the valley, morphology and context with the rest of deposits. However, A10 is classified as deposit formed by subglacial till materials in lateral moraine morphology. From its morphology it could be classified as fluted moraine of the sub-glacial materi-

als; however the absence of a large boulder or a collection of large boulders necessary to create the *fluted moraine* (Bennett and Glasser, 1996) dismisses such possibility. The orientation of the alienation suggests that it could be a lateral moraine of a later equilibrium phase. A2 deposit is formed by a large boulder comprising a subglacial till characteristics materials. Major axis orientation of the boulder points 315° whilst slope orientation points 255°, suggesting an influence of the ice flow. Its position and characteristics allow linking it to a secondary equilibrium boulder deposit. Eventually A5 deposit is interpreted as a lateral moraine of the main valley glacier at its maximum extent stage.

In Eitzegi area, a large semicircular deposit is observed. Interpretation is difficult due to the extensive vegetation cover, but its position, shape and volume suggest that it could be a frontal moraine originated by a small cirque glacier. However, the excellent conservation



Figure 5. Roches moutonnées below Ganbo.
Figura 5. Umbrales glaciares bajo el pico Ganbo.



Figure 6. Glacial rock basin in Errenaga.
Figura 6. Cubeta glaciar en la zona de Errenaga.

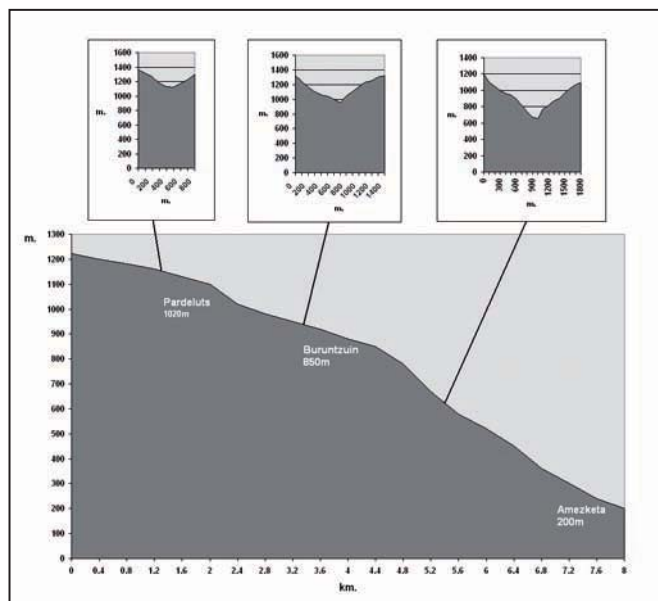


Figure 7. Longitudinal profile and cross-cuts of the Arritzaga valley (Rico Lozano, 2008)
Figura 7. Perfil longitudinal y cortes transversales del valle de Arritzaga (Rico Lozano, 2008).

of this landform and its elongated shape also suggests a posterior re-activation through periglacial processes such as *protales rampart* dynamic, gelifraction, gelifluxion and frost creep.

On the other hand, A3 deposit materials classification and sorting on a 25° slope and over the A7 deposit enables to be classified as a *sorted slope deposit* during



Figure 8. "U" valley shape in the higher part of the valley.
Figura 8. Artesa glaciar en forma de "U" en la parte superior del valle.

a last cold period characterised by periglacial activity.

Taking into account the results of the analysed samples and their morpho-stratigraphy, is possible to distinguish three kinds of deposits outlining a primary glacial evolution sequence for the Arritzaga valley:

1. External deposits; A11, A7, A6, A5, A4. Maximum advance phase
2. Inner deposits; A10, A2. Equilibrium phase
3. Periglacial deposits; A1, A3. Periglacial phase

5. Interpretation: Glacial evolution and oceanic influence

5.1. Interpretation

The analysis of the landforms and deposits in the Arritzaga valley and the examination of the previous studies have enabled a more precise interpretation of the effects of the ice in this massif.

Sediment analysis and laboratory work have confirmed the existence of glacial deposition landforms and deposits (A2, A4, A5, A6, A7, A10) and corroborated the previous analysis (Bordonau et al., 1992b) in the Arritzaga valley. On the other hand glacial abrasion and plucking landforms have been identified across the valley such as cirques, valley shape, *roches moutonnées* and rock basins and some smaller landforms such as sub-glacial streams and polished surfaces. These landforms show a preferential glacial development on the N and NE slopes of the western ridge (Pardarri-Ganbo-Uzkuiti) clearly opposed to the eastern ridge (Oag-ain-Beogain-Aldaon) with almost no glacial landforms and deposits. Taking into account the altitude of cirque bottoms (80%, 1020-1200 m) and the situation of the lateral moraines over the valley (A11 100 m, A5 80 m) it's estimated that the thickness of the glacial body would be between 70 and 100m depending on several factors such as the bed-rock relief and the ice deformation at the rock basins.

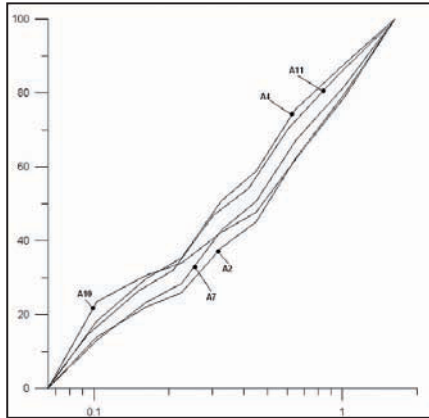


Figure 9. Cumulative percent plotted against grain size for the A2, A4, A7, A10 and A11 samples.
 Figura 9. Curva acumulativa granulométrica para las muestras A2, A4, A7, A10 y A11.

In consequence, and based on the geomorphological evidences it's possible to interpret the existence of a glacial body of 70-100 m thick and 5 Km long from the watersheds at Errenaga (1271m) to the front at Buruntzuin (800 m) during the late Pleistocene. Main ice feeding was made by the accumulation rock basin of Errenaga and the cirques of Pardarri (1396 m), Ganbo (1412 m) and Uzkoiti (1332 m).

In the area of Urgute, the possibility of glacial development is dismissed due to the lack of favourable conditions for the snow accumulation and retention (orientation and exposition) and also due to the absence of related deposits (A5 deposit is interpreted as a lateral moraine from the main glacier). Morphology of this area is more related with karstic and snow-karstic dynamic due to the presence of snow and the snow-patch formation below the summits of Aldaon and Urgute.

In the area of Eitzegi (Deposit A1) is possible to infer a reduced glacial activity physically independent to that developed in the main valley and linked to very favourable conditions of orientation and lithology. This

produced a small cirque glacier below the N slopes of Uzkuiti and that it was in a later period re-activated by periglacial processes. However, how can be such glacial processes at moderate altitudes (around 1400 m) explained in the context of the quaternary glaciations in the Iberian Peninsula? Is therefore necessary to consider the climatic, topographic and structural factors.

The oceanic influence was one of the key factors; the high exposition to the oceanic humid winds provided significant snow overfeeding besides an elevated cloudiness that would reduce insolation. Nevertheless, oceanic influence itself wasn't the triggering factor of the glacial processes in Aralar. The pre-existent relief and the local topography where also crucial. On the one hand, with a surface of 35 km² over 1100m, Aralar stands out with the rest of the Basque massifs for having the best conditions for snow accumulation (Ugarte, 1992). On the other hand the N-S orientation of the Pardarri-Uzkuiti ridge, together with the SO-NE fault lines and a relatively smooth relief provided the optimal conditions for the development of cirques with N-NE orientation. These cirques where developed leeward of the main humid wind direction from the W (Florineth et al., 2000), producing important snow accumulations due to the spindrift effect and the reduced insolation. In short all this factors would enable the snow accumulation, retention and further transformation and flow as glacial ice.

However, is not possible to generalize such processes to the rest of the massif neither to the rest of the Basque Mountains. Even within the Aralar range there are areas with peaks with similar altitudes to those in Arritzaga valley such as Muite (1300 m), Araitx (1200-1350 m) or Urgute-Aldaon (1411 m) without glacial traces. The lack of appropriate conditions (orientation, relief, structure)



Figure 10. 1. General view of Buruntzuin deposit (A11, A7); 2. Detail of cut section in A11; 3. View of the moraine morphology from the top of the same deposit; 4. and 5. A10 deposit; 6. General view of pardeluts area; 7. A5 deposit; 8. A3 deposit; 9. A4 deposit.

Figura 10. 1. Vista general del depósito de Buruntzuin (A11, A7); 2. Detalle de corte en A11; 3. Vista de la morfología de morrena desde la parte superior del mismo depósito; 4. y 5. Depósito A10; 6. Vista general de la zona de Pardeluts; 7. Depósito A5; 8. Depósito A3; 9. Depósito A4.

could explain the absence of such traces. At a wider level, the research undertaken by Ugarte (1992) pointed out that the rest of the Basque massifs did not present such good characteristics for glacial development. Given the lack of research in the rest of Basque massifs, glaciation in Aralar must be so far classified as exceptional within the Basque Mountain context. The limited action of periglacial processes in the Atlantic side of the Basque Mountains also reflects moderate cold conditions for the period when glacial processes took place. Other authors (González Amuchástegui, 2000) have also pointed out the attenuating effect of the snow overfeeding in the periglacial phenomena.

All this aspects highlight the unusual character of the glacial processes in Aralar, undoubtedly intertwined with particular climatic, but overall structural and topographic conditions. Nevertheless, in the context of the Peninsular Atlantic region and the westernmost limit of the Pyrenees this glaciation does have similar cases of glacial development at very low altitudes such as in the massifs of: Jures (1556 m) (Pérez Alberti and Covelo Abeleira, 1996), Xistral (1062 m) (Vidal Romaní, 1989; Pérez Alberti and Valcárcel Díaz, 1998; Pérez Alberti et al., 2004), Queixa-Invernadoiro (1778 m) (Vidal Romaní et al., 1990a, 1990b; Brum Ferreira et al., 1992; Vidal Romaní and Santos Fi-

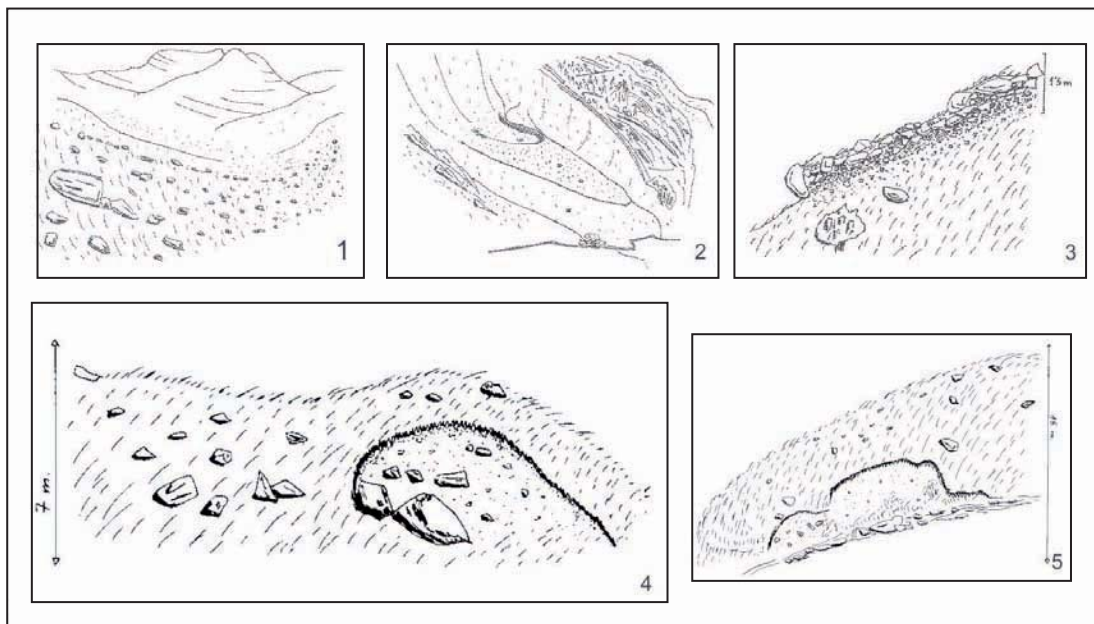


Figure 11. Sketches of deposits: 1. A5 Deposit; 2. A1 Deposit; 3. A3 Deposit; , 4. A11 Deposit and 5. A4 Deposit (Rico Lozano, 2008).

Figura 11. Dibujos de los depósitos: 1. Depósito A5; 2. Depósito A1; Depósito A3; 4. Depósito A11 y 5. Depósito A4 (Rico Lozano, 2008).

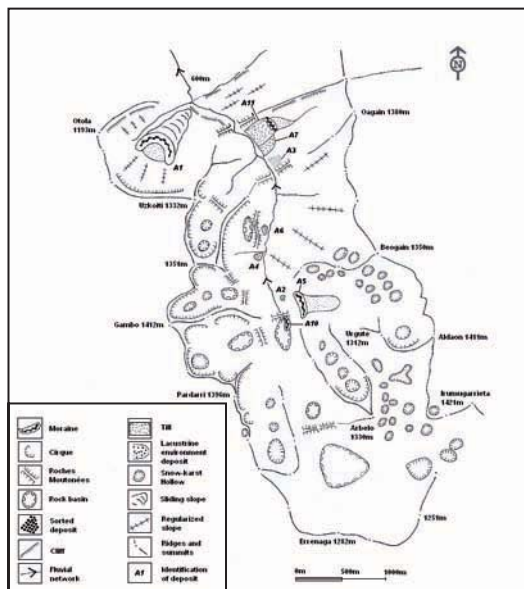


Figure 12. Geomorphological sketch and location of deposits of the Arritzaga valley. Extended from González Amuchástegui (2000).

Figura 12. Esquema geomorfológico y situación de los depósitos del valle de Arritzaga. Ampliado de González Amuchástequi (2000).

dalgo, 1993, 1994), Castro Valnera (1707 m) and Alto Asón (1637 m) mountains (Lotze, 1963; Moñino et al, 1988; Serrano, 1996; Frochoso and Castañón, 1998; Serrano y Gutiérrez, 2002), Saioa (1419 m) and Adi (1459 m) (Viers, 1992). In other higher massifs above 2000m, glacial processes have also been reported below some of their lower summits: 1650 m in San Isidro massif, 1670 m in Ten-Pozua massif, 1611 m in Picos de Europa massif, 1640 m in Peña Sagra massif and 1710 in Reinosa massif (Frochoso and Castañón, 1998).

5.2. Glacial Evolution

Through the interpretation of the landforms and deposits found across the Arritzaga valley and their morpho-stratigraphy is possible to distinguish four glacial phases for the Arritzaga valley (See three main phases in Figure 13). The glacial evolution stages have

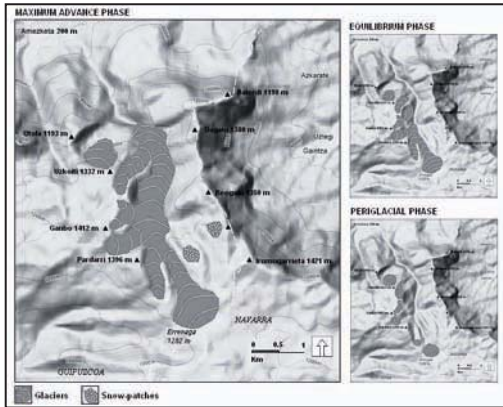


Figure 13. Main glacial phases in Arritzaga Valley. (Modified from Google.Earth).

Figura 13. Principales fases glaciares en el valle de Arritzaga (Modificado sobre Google.Earth).

been extended to the Holocene period and up to the present in order to provide a more integrated view of the geomorphological evolution in the Arritzaga valley. Post-glacial morphogenetic stages have been inferred on the basis of regional and local works (Refered below) based on the results from pollen and vegetation studies.

1. Maximum Advance Phase
2. Equilibrium Phase
3. Retreat and Deglaciation Phase
4. Periglacial Phase
5. Holocene-Postglacial Phase
6. Antropization and Sub-actual dynamics Phase

Maximum Advance Phase: Constitutes the maximum glacial advance in the Aralar range. The lateral moraines of Buruntzuin (950 m, A11) and Antziriko-Ordeka (1100 m, A5) and the ground moraines of Zotaleta area A7, A4, and A6 (970 m) together with the landforms related to the action of the ice made up the tracks of a 5km long and 70-100m thick glacier fed by the N and NE cirques of the western ridge of the valley and linked to the spin-drift effect of the W winds. It's estimated that the glacier front reached the 800 m altitude

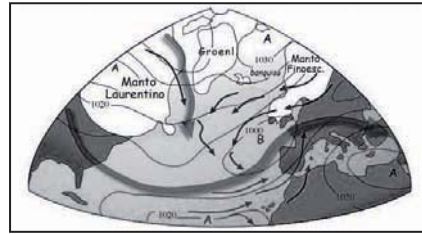


Figure 14. Atmospheric situation during the LGM; Jet stream current moved south bringing SO and S winds over the Iberian Peninsula. The current Icelandic low pressures were located by the Cantabric coast (Uriarte, 2003).

Figura 14. Situación atmosférica durante el Último Máximo Glaciar; La corriente Jet Stream se desplazaba hacia el sur, generando vientos del SO y S sobre la Península Ibérica. La actual borrasca de Islandia se situaba cerca de la costa cantábrica (Uriarte, 2003).

at its maximum extension. During this phase the Eitzegi cirque housed a small cirque glacier independent of that of the main valley producing a small push moraine (A1) at 962 m. In short, despite of the moderate altitude, during this period climatic conditions of permanent cloudiness, low summer insolation and snow overfeeding together with the topographic and structural factors, enabled the maximum extension of the glacial processes in the Arritzaga valley (Fig. 13).

Glacial Equilibrium Phase: Morphology and situation of *Pardeluts* lateral moraine deposits (A2, A10 1020 m) suggest that they belong to a retreat and equilibrium phase that had less morphogenetic power than the previous one (See Fig. 13) with a glacial front now at 1020 m. Decreased snow precipitations could have limited glacial processes reducing the dynamism and erosion capacity of the glacier. In Eitzegi, favourable lithology and orientation could maintain an ice body in transition between glacier and snow-patch supporting material mobilization and *protalus* rampart formation.

Retreat and deglaciation Phase: During this phase, complete deglaciation of the

cirques would happen, with vegetation stabilization probably developing in the lower parts of the valley.

Lateglacial Phase: Excellent conservation of detritic accumulations in Eitzegi (A1) and slope regularization in Uakorri and Beogain (A3) reflect a vegetation stability break down on the slopes and a turn back to cold and arid conditions that translated into activation of periglacial phenomena where weaker lithology and orientation allowed it. In Eitzegi, the outstanding conservation of the deposit suggests that during this phase a *protalus rampart* or a *protalus lobe* was developed. Besides, is very likely that in the N-NE cirques from Pardarri to Uzkoiti, snow-patches were developed. In the most favourable slopes gelifraction enabled some slope regularization with *sorted slope deposits* (Deposit A3). Afterwards, external agents started to erode landforms and glacial deposits.

Holocene-Postglacial: Transition into a mild and humid climate with similar characteristics with the current climate in the NW of the Iberian Peninsula and the Cantabric-Basque mountains was reflected into a general expansion of forests and arboreal vegetation. (Peñalba, 1989, 1984; Ramil-Rego et al., 2001). In Aralar this must have supposed an extensive vegetation stabilization of the slopes. However, in some spots with favourable lithology, low intensity gelifraction processes were maintained (Sub-actual slope deposits in the lower part of the valley). External agents proceeded to an intense erosion of most of glacial deposits and landforms through karstic and snow-karstic dynamics and the fluvial erosion of the valley below Pardeluts area. In the higher parts of the valley an extensive snow-karst was developed (Fig. 12).

Anthropization and sub-actual dynamics: Since the appearance of the Neolithic cul-

ture and practices in the Basque Mountains (Armendariz, 1997) forest clearance and over-grazing roughly affected the Aralar range (Iriarte, 1999), removing part of its vegetal cover, disturbing the vegetal species composition as well as the ecosystem of the area, and activating the slope dynamics; humid solifluxion and soil erosion processes. Such processes can currently be seen in the surroundings of Pardeluts (1020 m) (Ugarte, 1985) as well as on the W slopes of Uakorri (970 m). Currently, geomorphologic processes occurring in Aralar and the Arritzaga valley are karstic and snow-karstic but also fluvial. Only in few limited spots controlled by lithology and structure is possible to observe gelifraction dynamics of very low intensity and linked to gravity processes producing accumulations of certain entity (Zotaleta cirque, Eitzegi and Aitzerlo).

6. Climatic context and chronology proposal

It could be argued that only during the coldest momentum of the Late Pleistocene glacial development at the Arritzaga valley would reach its maximum. However, there are several reasons suggesting that maximum ice advance occurred before the Last Glacial Maximum (LGM).

According to the model proposed by Duplessy et al., (1981) and Adams (2002), between 25.000 and 18.000 BP continental glaciers (Laurentide and Scandinavian Icefields) reached their maximum development (Figure 14), the ocean lowered 120 m below the current level (Valcárcel Díaz and Pérez Alberti, 2002) and the World's average temperature was 7 Cº cooler than nowadays (Uriarte, 2003). However, the Oceanic Polar Front during this period came to 44º N maintaining a very cold Atlantic Ocean temperature with a low salinity percentage. This fact had critical consequences in the humidity levels reaching the continent;

Table 3. Proposed correspondence and chronology of the morpho-stratigraphic phases in the Arritzaga valley.
 Tabla 3. Propuesta de correspondencia y cronología para las fases morfoestratigráficas en el valle de Arritzaga.

Morpho-stratigraphic Phase	Proposed Correspondence
Maximum Advance Phase	50.000-30.000 BP (OIS 3)
Equilibrium Phase	30.000-18.000 BP (LGM)
Retreat and Deglaciation Phase	18.000-14.000 BP
Periglacial Phase	14.000-10.000 BP Old/Younger Dryas
Holocene-Postglacial Phase	10.000 BP- Neolithic
Antropization and Sub-actual dynamics	Neolithic-Present

continentalization effect due to the ocean level decrease, humidity reduction due to the aridification and severe reduction of the hidrogeological cycle (Valcárcel Díaz and Pérez Alberti, 2002). Nevertheless, the most remarkable change occurred linked to the General Atmospheric Circulation; the marine ice and the low temperatures generated a high pressure area in the North Atlantic whilst the current low pressure area located over Iceland moved south (Valcárcel Díaz and Pérez Alberti, 2002). This process was supported by a strong anticyclone circulation over the Scandinavian Icefield (Uriarte, 1996). Eventually, *Jet Stream* moved also south due to the disturbances created by the sea-ice and the European ice-fields and thus before reaching Europe turned NE producing SO and E winds over Spain and south of France (Uriarte, 1996; Florineth et al., 2000) (Fig. 14).

In short the climate during the LGM in this region of Europe was characterised by cold and dry-arctic climate with an atmospheric circulation with winds from S and SO (Florineth et al., 2000). In the Basque Mountains, Uriarte (1992) points out that during LGM the transfer to the south of low pressure areas and the influence of the Scandinavian Icefield could imply a higher frequency of Southerly and Easterly winds.

Despite is accepted that the coldest momentum of the last glaciation took place globally

around the 18.000 BP (LGM) it seems arguable that the dynamic of the great icefields and the mountain glaciers was parallel. Even though the processes in both cases are conditioned by the climatic conditions allowing a positive balance between accumulation and melting, the ice volume resulting from the mountain glaciers is far smaller than the one generated by the icefield, and therefore these smaller glaciers are more exposed to climatic oscillations (Valcárcel Díaz and Pérez Alberti, 2002). According to Faibridge (1972), alpine mountain ranges in mid latitudes would be the first to react to a global cooling enabling the development of glacial processes much faster than the continental icefields.

A premature development of mountain glaciers could have occurred with a high humidity and precipitation context but not so severely cold conditions as in the LGM. The Oxygen Isotopic Stage (OIS) 3 comprised between 59.000 and 24.000 BP (Florineth et al., 2000; Adams, 2002) shows high precipitation context with winds from the W. Since the Atlantic was free of ice and sea level was not so low, winds were more humid. The polar front was at this time as high as 63° N (Florineth et al., 2000) and General Atmospheric Circulation provided western winds that in mid latitude mountains exposed to those winds developed glacial processes on lee-

ward slopes faster than continental ice-fields. Snow accumulation and retention was also enhanced by the fact that during this period astronomic factors reduced summer insolation (Valcárcel Díaz and Pérez Alberti, 2002).

There is considerable agreement about when the maximum advance of glaciers took place in southern Europe. Many authors point out that in the Pyrenees, Cantabrian Mountains and some parts of the Alps maximum development of the glaciers occurred previous to the LGM. Absolute datations in the Pyrenees (Sancho et al., in press; Jalut et al., 1988; Montjuvent and Nicoud, 1988; Bordonau et al., 1992, a; García-Ruiz et al., 2003; Lewis et al., 2009) place the maximum extension of ice around the OIS 3. In the El Portalet sequence (Central-Western Spanish Pyrenees) González-Sampériz et al. (2006) state that *"the basal age of the sequence (ca. 33,000 calBP) confirms that the last deglaciation occurred earlier in the Pyrenees than in northern latitudes in Europe"*. In the Cantabrian Mountains similar conclusions have been drawn by setting the maximum advance previous to 30.000 BP (Ruiz Zapata et al., 2000; Jiménez-Sánchez and Farias, 2002). Other absolute datations carried out in the Vosges (Seret et al., 1990) and the Alps (Hannss, 1980; Chapron, 1999; Guiter et al., 2005) also set the maximum ice development between 50.000-30.000 BP and 58.000-48.000 BP respectively.

This chronology backed up by absolute datations concords with other studies based on extrapolations and relative datations: According to Florineth et al., (2000) in the W of Norway, Vosges, Central Massiff of the Alps maximum glacial advance occurred generally before 38.000 BP. In the Cantabrian range and the Pyrenees several studies (Vilaplana, 1983; Andrieu et al., 1988; Serrano and González Trueba, 2001, 2002; Ser-

rano et al., 2002; Serrano y Gutiérrez, 2002; Valcárcel Díaz and Pérez Alberti, 2002; Calvet, 2004; González Trueba, 2006) coincide to place the phase of major glacial advance previous to the LGM.

However, these positions have been recently challenged by Pallas et al., 2006 and Delmas et al., 2008. The results of their absolute datations based on Be10 analysis appear to reflect that the maximum advance of ice in the Pyrenees was synchronous with the LGM during the OIS 2. Some other authors (Hughes et al., 2008) have also suggested the possibility that both periods of maximum advance could have coexisted in different southeuropean massifs: Some massifs having the maximum ice advance previous to the LGM and some others reaching their maximum positions coetaneous with the LGM. Nevertheless, he also highlights that such possibility is difficult to have happened within a certain massif or region.

Therefore, despite this is still an unsolved issue and under constant revision, currently most authors defend the chronology of an early maximum advance of glaciers for the southeuropean massifs, placing this advance generally within a period between 50.000 and 30.000 BP.

The palaeoclimatic conditions during that period concord with the conditions required to develop glacial processes at low altitudes in several massifs in the Atlantic area of Spain (Snow overfeeding from W winds and permanent cloudiness). Taking into account the most accepted chronology of phases (Based on absolute datations) for the Cantabrian range, the Pyrenees and Alps it seems logical to think that glacial processes in Aritzaga valley where fully developed between 50.000 and 30.000 years BP (within OIS 3) and not during the LGM. During the OIS 3, despite not having very severe tem-

peratures, westerly winds would provide the conditions for snow overfeeding on leeward faces in the Arritzaga valley, enabling the maximum advance of glaciers.

During the LGM climatic conditions for snow accumulation would not be so ideal. In spite of the temperature decrease, aridity would reduce precipitations and cloudiness and thus snow accumulation. Winds would be dry and cold with less snow precipitations and coming from the East (Uriarte, 1992). Besides, the little spindrift effect would fall onto O and NO slopes of the valley; these slopes hadn't been excavated previously by the ice and thus would not have the topographic conditions for snow accumulation and retention. Eventually, summer insolation increase would not help snow retention so in general glacial processes would face a retreat and stabilization phase until reaching a new equilibrium level at higher altitude than the previous phase.

Therefore, assuming an early maximum glacial development for the Aralar range, the *Maximum Advance Phase* identified in the Arritzaga valley could be ascribed to the OIS 3 period whilst the *Equilibrium Phase* would be linked to the LGM period during the OIS 2. Following this chronology, the phase identified as *Periglacial Phase*, that took place in a later stage could be tentatively ascribed to a Lateglacial period of cooling that took place during the Oldest or Younger Dryas, leading to periglacial activity in cold but especially drier conditions.

To sum up, the above paleoclimatic considerations and the review of the current state of the question about the chronology of the glacial stages in the Pyrenees, Cantabrian Mountains and other southeuropean massifs has allowed a preliminary chronology proposal for the glacial phases identified through morpho-stratigraphy analysis in the

Arritzaga valley (Table 3). Ascription of the two post-glacial phases has been estimated based on the palinological and vegetation studies referred in the previous section.

7. Final remarks

In the light of the results from the analysis of landforms and deposits and their interpretation within the palaeoclimatic context is possible to confirm the existence of glacial processes in the Arritzaga valley during the Last Glaciation. Such processes generated a glacial body through the valley from its watershed at Errenaga (1270 m) up to its front close to Buruntzuin (800 m), with a longitude of 5 Km and 70-100 m of thickness. Glacial processes had a marginal character and were linked to climatic, structural and topographic particular conditions: The appropriate relief, oceanic influence, leeward topography from westerly winds, N-NE orientation of the cirques, permanent cloudiness, snow overfeeding and retention and the low insolation summers created the optimal conditions for the development of a glacial body below moderate altitudes (between 1300 and 1421 m). Glacial processes were housed in a pre-existent relief, prone to snow retention, and mainly managed to retouch the landforms previous to the glaciation, following the structural organization and lithology.

The apparent lack of glacial features in the rest of the Basque mountain massifs makes only possible to speak about glacial processes in the Aralar range so far. Further research would provide new perspectives about the incidence of glacial phenomena in these mountains. Nevertheless, the processes occurred in Aralar do have homologous cases at moderate altitudes in the Cantabrian Mountains and the westernmost end of the Pyrenees (Saioa massif).

The interpretation of the results of the analysis of the landforms and deposits allows discerning six morphogenetic phases in the Arritzaga valley; four first phases for the glacial evolution and two for the post-glacial dynamic. The analysis of the paleoclimatic considerations and the extrapolation with the absolute datations in other mountain massifs such as the Pyrenees, Alps and the Cantabrian Mountains suggests that maximum advance of ice in Arritzaga valley must have taken place in a moment previous to the LGM, probably around the OIS 3 and between 50.000-30.000 BP.

Further advances in the palaeoclimatic field and the environmental reconstruction, together with new data from absolute datations in the Basque Mountains and other southeuropean massifs will be crucial for the establishment of a rigorous chronology that characterised the morphogenetic evolution of this mountain region during the late Quaternary.

Aknowlegments

The author would like to thank Aingeru Soria for the help provided with computing issues and especially M^a José González Amuchástegui for the critical review, suggestions and the guidance provided during the undertaking of the Research Project (Programa de doctorado "Territorio medio ambiente y cultura. Perspectivas desde la Geografía, Prehistoria y Arqueología"). The author is also very grateful to Enrique Serrano Cañadas and another anonymous reviewer for the criticisms and suggestions.

References

- Adams, J. (2002). Europe During the Last 150.000 years. Environmental Sciences Division, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, TN 37831, USA. 18p. <http://www.esd.ornl.gov/projects/gen/nercEUROPE.html>
- Andrieu, V., Hubschman, J., Jalut, G. & Herail, G. (1988). Chronologie de la deglaciation des Pyrénées françaises, Dynamique de sedimentation et contenu pollinique des paleolacs: application à l'interpretation du retrait glaciare. *Bulletin Association Française pour l'Etude du Quaternaire* 2/3, 55-67.
- Armendariz, G., A. (1997). Neolítico y Calcolítico en el País Vasco Peninsular. Universidad de Cantabria. Dpto. de Ciencias Históricas. *Isturitz*. 7, 23-36.
- Bennet, M. R. & Glasser, N. F (1996). *Glacial Geology. Icesheets and Landforms*. Wiley Editorial. England. 400p.
- Bordonau, J; Serrat, D. & Vilaplana, J.M. (1992a). Las fases glaciares cuaternarias en los Pirineos. En: *The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region* (Cearreta, A. y Ugarte, F.M., eds). Universidad del País Vasco. Vitoria. 303-312.
- Bordonau, J., Ugarte, F.M. & Van Der Meer, J. (1992b). Estudio Micromorfológico del Till del Barranco de Arritzaga (825m) (Sierra de Aralar). *Abstracts The late Quaternary in the Western Pyrenean region, Congress*. Vitoria. p13.
- Brum Ferreira, A. de, Vidal Romaní, J.R., Vilaplana, J.M., Zezere, J.M., Rodrigues, M. & Monge, C. (1992). Formas y depósitos glaciares y periglaciares da Serra de Gerês-Xurés, Portugal, Galicia. Levantamiento cartográfico. *Cadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 17, 121-135.
- Calvet, M. (2004). The Quaternary glaciation of the Pyrenees. In: *Quaternary Glaciations—Extent and Chronology, Part I: Europe* (Ehlers, J., Gibbard, P., Eds). Elsevier, Amsterdam. 119-128.
- Chapron, E. (1999). Controles climatique et sismo-tectonique de la sédimentation lacustre dans l'avant-pays alpin (Lac du Bourget) le Quaternaire récent. *Géologie Alpine, Memoire H.S.* 30, Université Joseph Fournier. Grenoble. 261.
- Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Calvet, M. & Bourlès, D. (2008). Exposure age chronology of the last glaciation in the eastern Pyrenees. *Quaternary Research*. 69, 231-241.
- Duvernois, C., Floquet, M. & Humbel, B. (1972). *La Sierra d'Aralar, Pyrenées Basques Espagnoles, Stratigraphie-structure*. These. Sc de la Terre Univ. Dijon, 292p.
- Duplessy, J-C, Delibrias, G., Turon, J.L. & Dupart, J.C. (1981). Deglacial warming of the northeastern Atlantic Ocean : Correlation with paleoclimatic evolution of the European continent. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol, Palaeoecol*, 35, 121-124.
- Faibridge, R.W. (1972). Climatology of glacial cycle. *Quaternary Research*, 2, 283-302.
- Florineth, D. & Schluchter, C. (2000). Alpine Evidence for Atmospheric Circulation Patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. Institute of Geology. University of Bern, Baltzerstrasse 1, CH-3012 Bern, Switzerland. *Quaternary Research*, 54, 295-308.
- Frochoso, M. & Castañón, J.C. (1998). El relieve glacial de la Cordillera Cantábrica. En: *Las Huellas*

- glaciares de las montañas españolas* (Gómez Ortiz, A. Pérez Alberti, A., eds.). Servicio de Publicaciones de la Universidad de Santiago de Compostela. Santiago de Compostela, 65-137.
- Galvadón, V., Olivé, A., Aguilar, M.J., Ramírez, J., Meléndez, A., Pujalte, V., García Mondejar, J., Sánchez Carretero, R. & Gutiérrez Elorza, M. (1986). Mapa geológico de España. E: 1/50.000. Alsasua (114) y Tolosa (89). I.G.M.E. Madrid.
- García-Ruiz, J.M., Valero-Garcés, B.L., Martí-Bono, C. & González-Sempériz, P. (2003). Asynchronicity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. *J. Quat. Sci.* 18, 61-72.
- González Amuchástegui, M^a, J (2000). Evolución morfoclimática del País Vasco durante el cuaternario: Estado de la cuestión. *Rev. C&G.*, 14 (3-4), 79-99.
- González Martín, J.A. (1986). Rasgos generales del periglaciario de la península Ibérica y áreas insulares. *Munibe*, 38, 133-154.
- González Trueba, J.J. (2006). *El Macizo Central de los Picos de Europa. Geomorfología y sus implicaciones geoecológicas en la alta montaña cantábrica*. Tesis Doctoral. Departamento de Geografía, Urbanismo y Ordenación del Territorio. Universidad de Cantabria. Santander, 751p.
- González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Jalut, G., García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Otto, T. & Deboubat, J.J. (2006). Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research*, 66, 38-52.
- Gómez de Larena, J. (1948). Huellas del glaciario cuaternario en la Sierra de Aralar (Guipúzcoa-Navarra). *Boletín de la Real Soc. Española de Historia Natural*. Madrid, 257-262 5 fot.
- Gómez Ortiz, A., Martí Bono, C.E. & Salvador Franch, F. (2001). Evolución reciente de los estudios de Geomorfología glacial y periglacial en España (1980-2000). balance y perspectivas. En: *Evolución reciente de la Geomorfología española (1980-2000)* (Gómez-Ortiz, A., Pérez-González, A., eds.) Soc Española de Geomorfología y Servei de Gestió i Evolució del Paisatge. Barcelona-Madrid, 139-184.
- Guiter, F., Trigano, A., Andrieu-Ponel, V., Ponel, P., Hébrard, J-P., Nicoud, G., de Beaulieu, J-L., Brewer, S. & Guibal, F. (2005). First evidence of in situ Eemian sediments on the high plateau of Evian (Northern Alps, France): Implications for the chronology of the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 24, 35-47.
- Hannss, CH. (1980). Neuere ergebnisse uber den ablauf des spatpleistozan im bereich des zentralen sillon alpin der fransosischen nordapen. In: Late and Postglacial Oscillations of Glaciers (H.Schoeder-Land, ed.) A.A. Balkema. Rotterdam, 15-33.
- Hughes, P.D. & Woodward, J.C. (2008). Timing of glaciation in the Mediterranean mountains during the last cold stage. *J. Quat. Sci.*, 23, 575-588.
- IKT. (1999): Parque Natural de Aralar. Características del medio físico y biológico. <http://www.nekanet.net/Naturaleza/renp/parques/aralar/caracteristicas.htm>
- Iparragirre, C. A. (1991): *Mapa de Vegetación de la Comunidad Autónoma del País Vasco*. Hojas 89-III Ordizia, 114-1 Ataun. Gobierno Vasco. Departamento de Urbanismo, Vivienda y Medio Ambiente.
- Iriarte, M.J. (1999): El entorno arqueobotánico de la estación megalítica de Ataun-Burunda (Guipúzcoa). II. Los dólmenes de Unanabi y Nabalagatza (Idiazabal) y el túmulo de Txoritegi (Zerain), *Isturitz*, 10, 247-258.
- Jalut, G; Andrieu, V; Delibrias, G; Fontugne, M. & Pages, P. (1988). Palaeoenvironment of the valley of Ossau (Western French Pyrenees) during the last 27.000 years. *Pollen et Spores*, 30, 357-394.
- Jiménez Sánchez M. & Fariás P. (2002) New radiometric and geomorphologic evidence of Last Glacial Maximum older than 18 ka in SW European Mountains: the example of Redes Natural Park (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Geodinamica Acta*, 15, 93-101.
- Koop, K.O. (1965): Límite de la nieve perpetua y clima de la época glacial Wurmense en la sierra de Aralar (Guipúzcoa-Navarra). *Munibe*, XVI, 3-20.
- Lewis, C.J., McDonald, E.V., Sancho, C., Peña, J.L. & Rhodes, E.J. (2009): Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers (NE Spain) based on OSL dating and soil stratigraphy. *Global and Planetary Change*, 67, 141-152
- Lotze, F. (1963): Acerca de unas glaciaciones pleistocenas en el Grupo de Valnera (cadenas cantábricas orientales). *Notas y Comunicaciones del IGME*, 72, 257-262.
- Martínez de Pisón, E. & Arenillas Parra, M. (1984). Nuevos problemas de morfología glacial en la España Atlántica. *Estudios geográficos*, XLV, 159-175.
- Martínez de Pisón, E. & Alonso Otero, F. (1992). Algunas reflexiones sobre el glaciario en las montañas Españolas *Cuadernos de Sección. Historia Geografía*. Eusko Irakaskuntza. Donostia, 20, 109-121.
- Montjuvent, G. & Nicoud G. (1988). Modalités et chronologie de la déglaciation wurmienne dans l'arc alpin occidental et les massifs français: synthèse et réflexions. *Bulletin Association Française pour l'Etude de Quaternaire* 2/3, 147-156.
- Moñino, M., Cendero, A. & Díaz de Terán, J.R. (1988). Dinámica glacial cuaternaria en la vertiente

- norte de Castro Valnera, Cantabria. En: *II CONGRESO geológico de España*. Comunicaciones, Vol I. Granada: Universidad de Granada, 399-402.
- Pallas, R, Rodés, A., Braucher, R., Carcailler, J., Ortuno, M., Bordonau, J., Bourles, D., Vilaplana, J.M., Masana, E. & Santanach, P. (2006). Late Pleistocene and Holocen glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from ¹⁰Be exposure ages, south-central Pyrenees. *Quaternary Science Reviews*, 25, 2937-2963.
- Peñalba, M.C. (1989). *Dynamique de Végétation Tardiglaciare et Holocène du Centre-North de l'Espagne d'après l'analyse pollinique*. These. Université d'Aix, Marseille III.
- Peñalba, M.C. (1994). The history of the Holocene vegetation in northern Spain from pollen analysis. *Journal of Ecology*, 82, 815-832.
- Pérez Alberti, A. & Covelo Aveleira, P. (1996). Reconstrucción paleoambiental de la dinámica glaciar del Alto Bibeí durante el Pleistoceno reciente a partir del estudio de sedimentos acumulados en Pías (Noroeste de la Península Ibérica). En: *Dinámica y Evolución de Medios Cuaternarios* (Pérez Alberti, Martín, Chesworth y Martínez Cortizas., eds.). Public. Xunta de Galicia, 115-130.
- Pérez Alberti, A. & Valcárcel Díaz, M. (1998). Caracterización y distribución espacial del glaciario en el Noroeste de la Península Ibérica. En: *Las huellas glaciares de las montañas españolas* (Gómez Ortiz, A., y Pérez Alberti, A., eds.) Serv. Public. Universidade de Santiago, 17-62.
- Pérez Alberti, A., Valcárcel Díaz, M. & Blanco Chao, R. (2004). Pleistocene glaciation in Spain. En: *Quaternary glaciation extend and chronology Volume 2: Part I. Europe* (Ehlers, J., and Gibbard, I., eds.). Elsevier B.V. Amsterdam, 389-94.
- Ramil-Rego, P., Muñoz Sobrino, C., Iriarte Chiapusso, M.J., Gómez-Orellana, L. & Rodríguez Guitián, M.A. (2001). Vegetación y Cambio Climático en los Territorios del Norte de la Península Ibérica durante los últimos 18.000 años. En: *Veg. etación y cambios climáticos* (Gómez Mercado y Mota Poveda, eds.) Universidad de Almería. Servicio de Publicaciones. 15, 139-149.
- Rico Lozano, I. I. (2008). Morfología y Evolución Glaciar en el valle de Arritzaga. Trabajo de Investigación. Programa: *Territorio Medio Ambiente y Cultura. Perspectivas desde la Geografía, Prehistoria y Arqueología*. Dpto. de Geografía, Prehistoria y Arqueología. UPV/EHU. Inedito. Vitoria, 140p.
- Ruiz Zapata, B., Jiménez Sánchez, M., Gil García, M.J., Dorado Valiño, M., Valdeolmillos Rodríguez, A. & Fariás, P. (2000). Registro palinológico de un depósito postglaciar en el Parque Natural de Redes (Cordillera Cantábrica, Noroeste de España). implicaciones paleoclimáticas. *Geotemas*, 1(4), 279-283.
- Sancho C., Peña, J.L., Lewis C, McDonald, E. & Rhodes E. In press. Preliminary dating of glacial and fluvial deposits in the Cinca River valley (NE Spain). En: *Quaternary Climatic Changes and Environmental Crises in the Mediterranean Region* (Ruiz-Zapata, B., ed.). University of Alcalá de Henares.
- Seret, G., Dricot, E. & Wansard, G. (1990). Evidence for an early glacial maximum in the French Vosges during the last glacial cycle. *Nature*, 346, 453-456.
- Serrano, E. (1996). El complejo morrénico frontal del valle del Trueba (Espinosa de Los Monteros). En IV Reunión Nacional de Geomorfología (Grandal y Pagés, eds.). *Cuadernos Xeológicos de Laxe*, nº esp., 505-517.
- Serrano, E., Agudo, C. & González Trueba, J.J. (2002). La deglaciación de la alta montaña. Morfología, evolución y fases morfogenéticas glaciares en el macizo del Posets (Pirineo Aragonés). *Rev. C. & G.*, 16 (1-4) 111-126.
- Serrano, E. & González Trueba, J.J. (2001). El Medio Periglaciar en los Picos de Europa. El grupo Peña Vieja (Macizo Central). En: *V Reunion IPA-España. Periglaciario en montaña y altas latitudes* (Serrano, E. y García, A., eds.) Dpto. Geografía. Valladolid. 66p.
- Serrano, E & González Trueba, J.J. (2002). Morfología y evolución glaciar en los Picos de Europa. En: *El modelado de origen glaciar de las montañas Leonesas* (J.M. Redondo Vega, A. Gómez Villar, R.B. González Gutiérrez y P. Carrera Gómez. eds.), León, 249-268.
- Serrano, E. & Gutiérrez, A. (2002). El glaciario Pleistoceno en la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica (Montañas de Palencia, Cantabria y Burgos). En: *Geomorfología y Paisaje. Guía de excursiones*. Sociedad Española de Geomorfología-Dpto. Geografía Universidad de Valladolid, Valladolid, 91-162.
- Ugarte, F.M. (1985). Geomorfología del Karst de la Sierra de Aralar (Cuenca Cantábrica). *Cuadernos de Sección: Historia-Geografía*, 5, 33-54.
- Ugarte, F.M (1992). Glacial and periglacial morphogenesis in the Basque Mountains. En: *The late Quaternary in the Western Pyrenean Region* (Cearreta, A y Ugarte, F.M., eds.). Universidad del País Vasco. Bilbao, 235-255.
- Uriarte, A. (1992). Sobre Circulación Atmosférica en al País Vasco durante el Maximun Glacial (18.000 BP). En: *The late Quaternary in the Western Pyrenean Region* (Cearreta, A. y Ugarte, F.M., eds.). Universidad del País Vasco. Bilbao, 251-255.
- Uriarte, A. (1996). El Clima y las Aguas. El clima de la prehistoria Vasca. En: *Geografía de Euskal Herria*. (Rodríguez Meaza, G., ed.) Ostoa. Lasarte-Oria, 79-82.
- Uriarte, A. (2003). *Historia del Clima de la Tierra*. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco. Vitoria-Gasteiz, 306 pp.
- Valcárcel Díaz, M. & Pérez Alberti, A. (2002). La glaciación finipleistocena en el sector norocciden-

- tal de las montañas Leonesas: La Sierra de Ancares. En: *El modelado glaciar en las montañas Leonesas* (Redondo Vega, J.M., Gómez Villar, A., González Gutiérrez R.B., Carrera Gómez, P., eds.). Universidad de León, 667-101.
- Viers, G. (1992). La glaciación Quaternaire (Riss et Wurm) dans les Pyrenees westernes. En: *The late Quaternary in the Western Pyrenean Region*. (Cearreta, A. y Ugarte, F.M., eds.). Universidad del País Vasco. Bilbao, 257-265.
- Vidal Romaní, J.R. (1989). *Galicia*. En: Memoria del Mapa del Cuaternario de España. ITGE. Madrid, 95-104.
- Vidal Romaní, J.R., Brum Ferreira, A. de, Zezere, J., Rodrigues, L. & Monge, C. (1990a). Evolución cuaternaria del relieve granítico en la Sierra de Gerês-Xurés (Minho, Portugal; Ourense, Galicia). *Cuaternario y Geomorfología*, 4, 3-12.
- Vidal Romaní, J.R., Vilaplana, J.M., Brum Ferreira, A. de, Zezere, J., Rodrigues, M.L. & Monge, C. (1990b). Estudio de los till subglaciares de la Serra de Gerês-Xurés (Minho, Portugal, Ourense, Galicia). *Cuaternario y Geomorfología*, 4, 13-25.
- Vidal Romaní, J.R. & Santos Fidalgo, L. (1993). Cronología relativa del máximo glaciar finipleistoceno en el sector nor-oriental de la Serra de Queixa (Ourense, Galicia, España). *Actas 3ª Reunião do Cuaternario Iberico (Coimbra)*. GTPEQ-AEQUA, 215-222.
- Vidal Romaní, J.R. & Santos Fidalgo, L. (1994). La deglaciación finicuaternaria en el noroeste peninsular (Serra de Queixa-Invernadoiro, Ourense, Galicia): datos geomorfológicos y paleobotánicos. *Cuaternario y Geomorfología*, 8 (1-2), 33-34.
- Vilaplana, J. (1983). Quaternary Glacial Geology of Alta Ribagorça Basin (Central Southern Pyrenees). *Acta Geológica Hispánica*, t. 18, 3-4, 217-233.